IGME

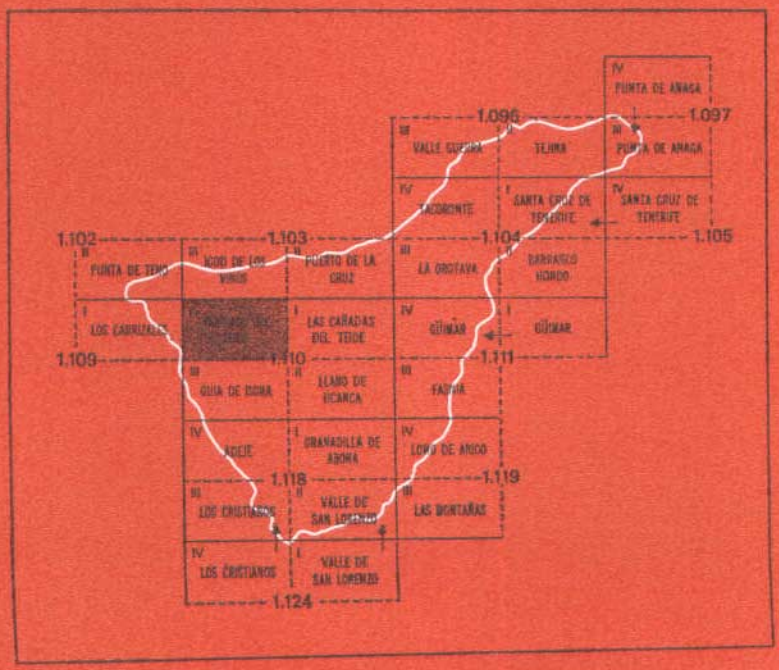
1110
IV

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:25.000

SANTIAGO DEL TEIDE

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:25.000

SANTIAGO DEL TEIDE

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOPRIN, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, dentro del plan MAGNA, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía:* J. L. Barrera, J. A. Gómez, F. Bellido.

En *Memoria:* J. L. Barrera, J. A. Gómez, M. T. Ruiz, F. Bellido.

En *Petrología:* M. T. Ruiz, J. L. Barrera, F. Bellido.

En *Evaluación del riesgo volcánico:* V. Araña.

En *Supervisión por parte del IGME:* L. A. Cueto.

Asesoramiento: V. Araña (CSIC), J. Coello (Univ. de La Laguna), A. Hernández-Pacheco (Univ. Complutense de Madrid).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

— Muestras y sus correspondientes preparaciones.
— Estudio sedimentológico, micropaleontológico de dichas muestras.
— Informes sedimentológicos de series.
— Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

Centro de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036-Madrid

Depósito Legal: M - 27.798 - 1988

NIPO 232 - 87 - 007 - 3

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

1 INTRODUCCION

1.1 SITUACION Y ASPECTOS GEOGRAFICOS

La Hoja objeto de estudio corresponde al núm. 1110-IV del Mapa Topográfico Nacional, a escala 1:25.000, y se encuentra situada en el área occidental de la isla de Tenerife.

Desde el punto de vista morfológico, se pueden distinguir dos unidades perfectamente diferenciadas, que están separadas por el valle de Santiago del Teide. Al oeste se encuentran relieves muy abruptos caracterizados por una red hidrográfica de profundos barrancos con paredes verticales y cortos recorridos, que corren hasta la costa occidental de la isla. Por el este, aparece una morfología volcánica típica con gran cantidad de edificios piroclásticos jóvenes que se sitúan en las laderas bajas del gran estratovolcán Teide-Pico Viejo. Este contraste de relieves se traduce en una diferencia de cotas bastante importante, las cuales varían desde el nivel del mar, hasta los 2.235 m. del Edificio de Montaña Reventada, en la esquina SE de la Hoja.

No existen cursos de agua con circulación continua en el tiempo, aunque los barrancos de Masca, Nateros y Mancha de Los Díaz, funcionan intermitentemente durante alguna época del año.

La intensidad y tipo de vegetación están desigualmente repartidas sobre los materiales volcánicos, debido, sobre todo, a la variación climática de cada sector de la Hoja. Hay que destacar el gran desarrollo de pinares en las zonas del sur (Pinar de Chio) y noroeste (laderas norte del Teide), que dificultan la delimitación cartográfica de varias de las unidades volcánicas, tanto lávicas como piroclásticas. En la vertiente norte del vértice Gala, extendiéndose por todo el Monte del Agua y Valle del Palmar, abunda una zona de bosque de Laurisilva que cubre, de manera importante, gran parte de los afloramientos. En la zona occidental del Macizo de Teno, la vegetación es baja y escasa, quedando reducida a matorral y monte bajo.

1.2 ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Para la realización de esta Hoja se han revisado las cartografías ya existentes de la isla o parte de ella, como son el mapa geológico a escala 1:100.000 de Tenerife con su correspondiente Memoria (FUSTER et al., 1968), publicados por el IGME en colaboración con el antiguo Instituto Lucas Mallada del CSIC, y sobre todo, la Hoja geológica a escala 1:50.000 de Guía de Isora (1110), dentro de la cual se encuentra la Hoja presente.

Hay muy pocos estudios geológicos realizados dentro de este área, y tan sólo cabe destacar el trabajo reciente de CABRERA (1981) sobre las erupciones históricas de Tenerife, en el que trata, desde el punto de vista cartográfico, petrológico y geoquímico, los aspectos más sobresalientes de estos volcanes, entre los que se encuentran el volcán de Montaña Negra o Garachico, y el volcán Chinyero, sitos en esta Hoja de Santiago del Teide. Aunque mucho más antiguo, no por ello menos importante es el trabajo de FERNANDEZ NAVARRO (1911) sobre la erupción del Chinyero.

Para el estudio geoquímico de los materiales volcánicos se han muestreado las diferentes unidades que se consideran más representativas, y aquellas cuyo grado de alteración lo permitía.

2 SERIES VOLCANICAS

Para el establecimiento de la volcanoestratigrafía de las diversas unidades volcánicas que aparecen en la Hoja, se ha seguido, con ligeras modificaciones, la escala propuesta en el esquema de FUSTER et al. (1968). Según esta escala, las unidades que afloran aquí corresponden a tres series: Serie I o Serie Antigua, Serie III y Serie IV. En esta última se han distinguido a su vez dos subseries, las erupciones históricas y las subhistóricas.

La Serie I está compuesta por materiales básicos que afloran preferentemente en el sector occidental de la Hoja, constituyendo gran parte del Macizo de Teno. En ella se han definido tres tramos correspondientes a un vasto edificio antiguo, que ha sido cubierto posteriormente y de manera discordante por una Formación tabular de coladas basálticas, que suponen actualmente las unidades más altas de esta Serie.

La Serie III está representada por varios centros de emisión de pequeño tamaño, aún bien conservados, situados en el campo de volcanes de la parte centro-oriental de la Hoja y en el Valle del Palmar en el cuadrante NO. Son conos de cínder, de los que salen coladas básicas poco potentes y bien individualizadas que discurren en dirección norte, preferentemente por las laderas del Edificio Teide-Pico Viejo.

La Serie IV está compuesta por dos tipos de emisiones diferentes, una

sálica y otra básica, que están representadas superficialmente de una manera desigual. Las emisiones sálicas están formadas por extensas coladas traquíticas que provienen principalmente de Montaña Reventada y de Los Roques Blancos. No se conocen erupciones históricas que hayan emitido materiales de esta composición. Por contra, las emisiones básicas configuran un importante conjunto de conos y salideros que, superpuestos a los centros de emisión de la Serie III, definen un denso campo de edificios volcánicos situado al este de Santiago del Teide. Entre estas emisiones se encuentran dos de las erupciones históricas de la isla: el volcán de Montaña Negra o Garachico (año 1706) y el volcán Chinyero (1909).

2.1 SERIE I o SERIE ANTIGUA

Aflora en el tercio occidental de la Hoja, como una parte importante del Macizo de Teno, que configura uno de los relieves más abruptos de la isla.

Se extiende desde el valle de Santiago del Teide hasta el N y O, hasta alcanzar el mar en la costa oeste. En la parte SO de la Hoja hay también dos grandes afloramientos de esta serie, que han quedado aislados y rodeados por las emisiones volcánicas posteriores. Se trata de La Montaña de la Hoya y del vértice Angel.

La erosión, tanto marina como continental, ha actuado intensamente sobre los materiales, provocando altas costas acantiladas (de unos 500 m. y más de altura) y profundos barrancos de paredes verticales (Barranco Seco, Barranco de Los Nateros, Barranco de Masca, Barranco del Retamar y Barranco de Juan López) en donde es posible observar la secuencia estratigráfica de las distintas emisiones volcánicas que constituyen la serie.

Los pocos datos geocronológicos precisos que existen hasta la actualidad, hacen aún difícil el establecimiento detallado de series volcano-estratigráficas bien definidas. Datos recientemente publicados por CANTAGREL (1985) han suministrado nuevas edades para las coladas del Macizo de Teno, que van desde los 12 Ma. para los basaltos olivínicos piroxénicos del tramo inferior (4) en la zona de Los Carrizales Bajos, hasta los 6 Ma. en las Formaciones tabulares superiores. Estas edades son análogas a las de los basaltos de la Serie I de Gomera, y sensiblemente más antiguas que las que este mismo autor da para la Península de Anaga, comprendidas entre 7 y 3.2 Ma. Los datos concuerdan bien, en términos relativos, con los efectuados por ABDEL-MONEM et al. (1972) en esta misma zona, y con las dataciones paleomagnéticas hechas por CARRACEDO (1979) también en Teno, que encuentra, en los paquetes de coladas del fondo de los barrancos más profundos del lado sur (Barranco de Masca, Los Carrizales, etc.), una red magnetoestratigráfica de polaridad negativa que no tiene equivalencia

en el resto de la isla y que, según él, es muy probable tenga una edad superior a 7.0 Ma. (pre-Gilbert Inferior). En el resto de la Península de Teno, sólo encuentra una unidad paleomagnética de polaridad única (N) que concuerda con la época normal inmediatamente pre-Gilbert, cuyos límites de edad son 5.1 a 7.0 Ma.

Según todo lo expuesto, aunque tanto la Península de Teno como la de Anaga tienen ciertas semejanzas estructurales y una división en tramos volcano-estratigráficos que pudieran ser equivalentes, está claro que no son sincrónicas, sino más bien representan los restos de dos protoislas, que evolucionan de manera análoga durante la construcción de sus edificios.

Sin embargo, y a pesar de todo lo mencionado, no parece haber duda de que una serie volcánica tan potente como la de Teno, que se formó, parece ser, a lo largo de un gran lapso de tiempo, tuvo que tener períodos de emisión y alternantes, que quedaron registrados en discordancias más o menos pronunciadas, y en horizontes sedimentarios finos (depósitos de playa, aluviales, etc...) intercalados con las coladas y piroclastos. Casi exclusivamente la presencia de estas discordancias, y ciertas variaciones petrológicas de las emisiones, han sido utilizadas para separar algunas de las unidades que se han distinguido en la Hoja.

De la observación del Macizo de Teno en su conjunto se puede deducir, a grandes rasgos, que todo él está formado por dos grandes unidades volcánicas superpuestas separadas por una importante, y parcialmente continua discordancia erosiva. La unidad más baja forma la parte más externa del Macizo de Teno, con sus coladas buzando siempre hacia el mar a lo largo del relieve costero, y define un enorme edificio estratovolcánico compuesto, con su eje central en dirección NNO-SSE. Encima, y separado por una discordancia angular clara visible en varios puntos, se sitúa un potente apilamiento de coladas tabulares subhorizontales, cuyos centros de emisión se encontraban, probablemente, algo más alejados de la zona de Teno que sus equivalentes del edificio inferior.

En la Hoja presente, estas dos unidades se manifiestan en una amplia extensión y son las que se han denominado: Edificio volcánico de Carrizales-Masca y Formación tabular superior. El primero, que a su vez se ha subdividido en tres tramos, constituye la parte baja de la Serie Antigua, mientras que la Formación tabular es la que define la superior.

La base exacta de esta Serie Antigua es desconocida y la potencia que se da en ella es sólo estimativa, a partir de los materiales aflorantes en la actualidad.

Una intensa red de diques, básicos en su inmensa mayoría, que atraviesa todas las unidades anteriormente mencionadas, completa las formaciones que integran esta Serie.

2.1.1 EDIFICIO VOLCANICO DE CARRIZALES-MASCA

Es una prolongación del existente en la zona de Los Carrizales Bajos (dentro de la Hoja 1.109-I, del mismo nombre), y constituye el flanco NO del gran edificio que configura la Península de Teno.

En base a criterios morfológicos y volcanológicos en general, se distinguen tres tramos o subseries que, a grandes rasgos, se caracterizan por la gran abundancia de piroclastos intercalados en las coladas, y la existencia de discordancias locales (frecuentes edificios enterrados) que hacen del conjunto una emisión muy compleja, nada comparable con las erupciones fisurales clásicas.

2.1.1.1 **Tramo inferior** (4, 5)

Constituye una franja ancha y alargada en dirección N 145° E, que se extiende desde la Hoja de Los Carrizales (1.109-I) hasta la degollada de Cherfe, ocupando, en varios casos, las partes más profundas de los barrancos principales. Es la unidad basal sobre la que se apoyan por el oeste todos los materiales lávicos y piroclásticos de los tramos posteriores, mientras que hacia el este, constituye el basamento sobre el que se apoya la Formación tabular subhorizontal.

La extensión y continuidad lateral de este tramo es difícil de establecer, sobre todo hacia el este en donde las series volcánicas más recientes lo cubren. No se puede asegurar totalmente que constituya un substrato único por debajo de la Península de Teno, aunque es muy probable que juegue el mismo papel de primera formación volcánica del macizo, como sucede con la subserie inferior de la Serie Antigua de Anaga.

Algunas de las características petrológicas más peculiares de este tramo son el carácter masivo y poco individualizado de sus coladas, y la frecuencia de diques básicos divagantes con abundantes terminaciones digitales troceadas. También propio de él es la presencia bastante constante de ceolitas rellenando vacuolas u otro tipo de cavidades.

Está compuesto por coladas basálticas de diversa naturaleza, siendo las más representativas las de basaltos plagioclásicos masivos con estructuras difusas esferoidales del tipo «pahoehoe» individualizadas por horizontes finos rojizo-vinoso. Estos basaltos tienen a veces un carácter moderadamente vesicular y fenocristales accesorios de olivino y/o piroxeno.

Las plagioclasas son los fenocristales más abundantes y llamativos. Tienen generalmente tamaños pequeños (<3 mm.), excepto en la parte media del Barranco de los Carrizales, en donde se presentan en grandes cristales tabulares de 1 a 3 cm. de largo muy numerosos, marcando estructuras onduladas de flujo magmático interno. Los cristales de mayor tamaño tienen unas dimensiones de 2-3 × 1-2 × 0,2 cm.

A techo de los basaltos plagioclásticos se encuentran, de forma habitual, coladas de basaltos olivínico-piroxénicos de tendencia ankaramítica, que tienen contactos netos sobre ellos (p. ej., en el collado de La Vica), y disyunciones esferoidales típicas. Por debajo, son frecuentes también los basaltos ankaramíticos y basaltos olivínicos o piroxénicos que, en varias ocasiones, pueden estar intercalados entre sí. Esto sucede en las partes profundas de la cabecera del Barranco de Masca. Allí, es común la presencia de los basaltos plagioclásicos con intercalaciones de coladas basálticas de grandes piroxenos idiomorfos (0,5-1 cm.), que a veces se constituyen en lentejones internos discontinuos. Precisamente en este mismo barranco resulta difícil marcar el contactco entre este tramo inferior y el tramo superior del edificio estratovolcánico, debido a la similitud de algunas facies, sobre todo ankaramíticas, y a la poca variabilidad composicional que hay entre los dos. A pesar de ello, por los fondos de algunos de estos barrancos, se han marcado afloramientos del tramo inferior allí donde las características petrológicas parecen más propias de él.

Un caso excepcional, y hasta ahora sin mencionar en el volcanismo antiguo de Canarias, lo constituye una colada brechoide básica con niveles alternantes de obsidianas basálticas. Aflora en la bajada de la degollada de Cherfe al Caserío de Masca, como un paquete potente que se apoya concordantemente sobre un cono de escorias y piroclastos rojizos soldados. Los fragmentos que lleva la colada parecen de origen externo, y están compuestos por restos de otros basaltos más cristalinos y diques afaníticos. Estos fragmentos son angulosos-subangulosos heterométricos (de pocos centímetros), y se distribuyen homogéneamente por toda la colada. Los niveles obsidiánicos son estrechos (entre 5 y 30 cm. de espesor) y paralelos. Se alternan con niveles afaníticos también basálticos, formando un conjunto bandeado de potencia moderada.

Entre los depósitos piroclásticos incluidos en este tramo hay que destacar niveles de lapillis rojizos y alguna brecha basáltica polimíctica. Dentro de estas últimas hay que mencionar la que aflora próxima al Caserío del Carrizal Bajo que se encuentra intercalada entre coladas de basalto plagioclásico. Es heterométrica (desde pocos centímetros hasta 20 cm.) y está compuesta por abundantes fragmentos angulosos y subredondeados de basaltos plagioclásicos dentro de una matriz arcilloso-arenosa grisácea. De manera accesoria se encuentran también fragmentos de ankaramitas y de diques afaníticos. Esta brecha pone de manifiesto claramente la existencia de eventos explosivos puntuales durante la emisión de las coladas plagioclásicas.

2.1.1.2 **Tramo medio** (6)

Está constituido por una potente formación eminentemente explosiva,

que configura una morfología acusada de altos crestones desde los relieves de Catorce Reales hasta el vértice Abache (dentro de la Hoja 1.109-I, Los Carrizales). Tiene una extensión restringida, y se apoya discordantemente sobre los niveles de basaltos plagioclásicos del Barranco de Los Carrizales y del Barranco de Juan López.

Los materiales más característicos son depósitos piroclásticos, generalmente brechas y lapillis, con intercalaciones delgadas de coladas y escorias en las partes más altas. Las capas buzan marcadamente hacia el mar 15°-25°, con una dirección N 125° E. Sobre ellos se apoyan, de manera continua, los tramos superiores lávicos del edificio Carrizales-Masca.

Los niveles brechoides están bastante soldados y presentan abundantes fragmentos angulosos y subredondeados de diques afaníticos, basaltos olivínico-piroxénicos y basaltos vacuolares, entre otros. Estos fragmentos son de pequeño o moderado tamaño (generalmente 10-20 cm.), color oscuro y están dentro de una matriz básica en la que destacan pequeños cristales de piroxenos. Dentro de la brecha pueden verse niveles delgados de estratificación paralela.

Hacia el techo de la formación, son más frecuentes las coladas. Están compuestas, principalmente, por basaltos piroxénico-olivínicos, basaltos piroxénicos, y otros basaltos afaníticos semejantes a los que se emiten en el tramo superior. Esta circunstancia dificulta, en varias ocasiones, la separación exacta entre ambos, por lo que el contacto que se cartografía debe considerarse como supuesto.

Es muy probable que este tramo medio de carácter explosivo represente un episodio volcánico puntual, aunque de gran envergadura, en el área de los Carrizales. Este hecho no permite, por tanto, que pueda utilizarse como un nivel guía extensible a todo el Macizo de Teno.

2.1.1.3 **Tramo superior** (7, 8)

Es el más extenso y potente de los tres en que se ha dividido el Edificio Carrizales-Masca.

Aflora principalmente en la parte occidental del Macizo de Teno a lo largo de la costa, constituyendo los grandes escarpes litorales de la Península. Está formado por un potente apilamiento de coladas basálticas buzantes hacia el mar, en continuidad directa con los materiales de los tramos inferiores (según el sector considerado) y sobre el que se ha desarrollado un profundo encajamiento de los arroyos y torrentes que ha dado origen a la red de barrancos más importantes. La potencia visible de este tramo es aproximadamente de 500-600 m., observada tanto en las paredes de los barrancos como en los escarpes del acantilado.

El aspecto petrológico más característico lo constituye la continua suce-

sión de coladas delgadas, más o menos escoriáceas muy soldadas, sin existir una clara definición de los planos de separación en muchos de ellas.

Los materiales más comunes del tramo son, además de las coladas delgadas, los depósitos piroclásticos de dimensiones variables.

Entre los materiales lávicos, son frecuentes los basaltos finos y afaníticos vacuolares, con lentejones discontinuos de basaltos ankaramíticos. Alternando con estas coladas se encuentran horizontes escoriáceos de basaltos afaníticos y piroxénicos, aplastados y soldados por el peso del apilamiento, que forman un todo continuo con superficies rugosas de separación. También existen coladas de basaltos plagioclásicos finos, algo vesiculares, en parte semejante a los existentes en el tramo inferior que, en la zona entre Erjos y Ruigómez, tienen fenocristales de plagioclasa de 4 a 6 mm. De forma minoritaria aparecen, dentro de la sucesión de coladas, basaltos ankaramíticos muy cristalinos, con fenocristales de augita de hasta 1-2 cm. y, en ocasiones, de olivino de hasta 3 cm.

Los depósitos piroclásticos intercalados entre las coladas de este tramo suelen estar bastante soldados y, en su mayoría, tienen colores rojizos debido a los fenómenos de oxidación. Están compuestos por lapillis, bombas (algunas de más de 1 m. de longitud) y escorias, que forman horizontes más o menos continuos, concordantes con las coladas, de espesores métricos, con niveles de estratificación finos. En otros muchos casos, estos depósitos fragmentarios forman parte de conos piroclásticos enterrados, que han quedado fosilizados por las coladas posteriores.

Por último, y para terminar la secuencia estratigráfica del tramo, hay que citar la presencia de niveles fósiles de arenas sedimentarias, pertenecientes a antiguos sedimentos de playa o de fondo de barranco. Aparecen intercalados entre las coladas, sobre todo cerca de la costa, con espesores de pocos metros y poca continuidad lateral. Algunos se encuentran a bastante altura sobre el nivel del mar, lo que es prueba del ascenso de la Serie Antigua en esta parte de la isla.

2.1.1.4 **Brecha basáltica polimíctica** (9)

Es un nivel brechoide moderadamente soldado muy característico que aflora en el techo del Edificio Carrizales-Masca, en la parte más oriental del mismo. Encima de él se encuentra ya la discordancia estratigráfica de mayor trascendencia de los existentes en la Serie I de Teno que separa la formación de basaltos tabulares subhorizontales del gran Estratovolcán Carrizales-Masca.

Puede decirse que, debido a su gran continuidad lateral, interrumpida sólo ligeramente en algunos puntos, actúa de nivel guía indicando la terminación de un tipo de emisión volcánica bastante explosivo, y el comienzo de erupciones más fisurales que dieron origen a los basaltos tabulares.

Esta brecha se extiende desde el Caserío de Los Carrizales Bajos (en la Hoja contigua de Los Carrizales, 1.109-I) hasta casi las fonolitas del Roque Blanco. Su espesor es bastante constante, entre los 10 y 15 m., y siempre buza hacia el interior de la isla unos 20-30°. Este hecho resulta ser muy singular, pues no se ha encontrado un nivel correlacionable con él en el flanco del edificio que buza al mar lo que, en parte, dificulta su posición estratigráfica exacta. Solamente se puede decir que a muro siempre se apoya sobre materiales asignados al tramo inferior y a techo se encuentran los basaltos tabulares. Fuera de este nivel tan continuo, hay también otros afloramientos brechoides de menor entidad pero que, dada su semejanza composicional con el anterior y su posición estratigráfica, los hemos asignado al mismo nivel. Este es el caso de la brecha polimíctica que aflora en la base del cerro Juan López, apoyada sobre materiales del tramo inferior que por encima tiene la Formación tabular subhorizontal.

Está compuesta por fragmentos angulosos y subredondeados de basaltos diversos y diques afaníticos, empastados por una matriz arcilloso-arenosa fina de colores rojizos abigarrados con zonas puntuales ocres. Aunque de manera casi general no hay una granoselección en los tamaños de los fragmentos, se ha visto, en alguna ocasión, horizontes paralelos de materiales finos ocre-amarillentos que parecen indicar una secuencia explosiva con distintos grados de fragmentación de los materiales. Si esto es así, podría decirse que, en algunos tramos, esta brecha tiene características de origen lahárico.

La mayoría de los fragmentos tienen tamaños que oscilan entre los 20 y 50 cm., y pertenecen a restos de diques afaníticos basálticos, basaltos ankaramíticos, afaníticos y piroxénicos, todos ellos más o menos vesiculares. En menor cantidad hay basaltos plagioclásicos finos, algo vesiculares.

2.1.2 FORMACIONES TABULARES SUBHORIZONTALES

Está compuesta por una sucesión continua de coladas subhorizontales mayoritariamente basálticas, sin aparentes discordancias internas. Tienen una potencia visible de unos 600-700 m., siendo el vértice Gala (1.348 m.) el punto más alto de este apilamiento, así como del Macizo de Teno.

Se extiende a lo largo de la parte occidental de la Serie I, apoyándose unas veces sobre el tramo superior del Edificio Carrizales-Masca y otras sobre el inferior o también, en discordancia clara, sobre la brecha basáltica polimíctica. Por tanto, el muro lo marca, allí donde aparece, esta discordancia, mientras que en los casos anteriores el contacto se ha trazado siguiendo criterios combinados morfológicos, petrológicos y estructurales. Entre estos últimos cabe citar la presencia, en varios puntos, de diques truncados por coladas tabulares con disyunción columnar, que definen otro tipo de discor-

dancia utilizado en la delimitación de los contactos. A pesar de ello, en zonas como el Valle de Santiago del Teide resulta difícil trazar el comienzo de la Formación tabular, por lo que se ha representado como contacto supuesto.

2.1.2.1 **Coladas basálticas** (10)

Por término general, las coladas integrantes de esta formación son masivas y homogéneas, con bastante continuidad lateral, y potencias métricas que, en pocas ocasiones, superan los 10 m. Es característico de muchas de ellas la disyunción columnar vertical y el escaso desarrollo escoriáceo de sus bases y techos. Sin embargo, es frecuente la vesicularidad en la parte baja de la colada, dispuesta paralelamente a la base. También resulta habitual la existencia de niveles rojizos de rubefacción («almagres») delgados, entre las coladas.

La composición más frecuente es la de basaltos ankaramíticos (con buena cristalinidad de augita y olivino), basaltos afaníticos, basaltos olivínico-piroxénicos, basaltos piroxénicos y, de manera accesoria, basaltos-traquibasaltos plagioclásicos. También se encuentran pequeños niveles de escorias grises-rojizas.

Un caso algo particular de todos los basaltos mencionados, lo constituye el de una colada de basalto afanítico con numerosos enclaves granudos ultramáficos (piroxenitas, wehrlitas, etc.) muy alterados a productos ocres. Estos enclaves tienen formas subredondeadas y tamaños entre 4 y 10 cm., llegando alguno hasta los 15 cm. Se encuentran dispersos por la colada, pero a veces se encuentran en pasillos alargados decimétricos de longitudes indeterminadas.

En esta Formación tabular es mucho menor la presencia de ceolitas que en las unidades volcánicas que hay debajo.

2.1.2.2 **Piroclastos basálticos** (11)

Son depósitos de medianas dimensiones con características similares a los que afloran en el resto de la Serie I. Están compuestos principalmente por lapillis basálticos, bombas y escorias gris-rojizas, intercalándose entre las coladas de la zona del Lomo de Antonillo, degollada de Mesa y Cruz de Gala.

2.1.2.3. **Coladas fonolíticas y de traquibasaltos-fonolitas máficas** (12)

Coronando el apilamiento de coladas afloran en el Roque de Arguayo y Montaña de la Hoya, unos niveles de espesor variable de traquibasaltos gris

claro casi afaníticos, que indican un ligero cambio composicional en la naturaleza de las emisiones finales de la Serie Antigua. En los afloramientos de Montaña de la Hoya, son especialmente potentes estos niveles, resaltando llamativamente en el relieve como planchones subhorizontales de paredes verticales. Encima de Arguayo alcanzan espesores próximos a los 20 m., mientras que son algo menores en la prolongación NE, en donde además, es bien visible la existencia de otro nivel similar debajo, bastante más delgado, y separado del anterior por escorias y piroclastos ocres con un almagre.

2.1.3 DIQUES (1, 2)

La intensa red filoniana de diques mayoritariamente básicos, de iguales composiciones que las coladas que van atravesando, es una de las características más genuinas de la Serie I.

Sin duda alguna, son varias las generaciones de diques que se suceden a lo largo de todo el tiempo de emisión de la serie, pues la existencia de frecuentes diques que se cortan entre sí, y fenómenos de truncamiento de estos mismos diques por coladas posteriores, son algunos de los factores que demuestran este hecho. Es decir, parece claro que la red filoniana supone una inyección continua durante la construcción del Edificio Carrizales-Masca y, con menor intensidad, de la emisión de la Formación tabular.

Conviene advertir que la representación cartográfica que se hace de los diques en el mapa es sólo, por motivos de escala, una simplificación de la abundancia real con que se presentan.

No existen criterios claros de ningún tipo para distinguir en detalle familias dentro de la red filoniana, salvo utilizar las direcciones estructurales que marcan, y la distinción genérica de básicos y sálicos para agruparlos. Atendiendo a las direcciones, cabe citar como la más importante la submeridiana, presente en el «paquete» de diques situado en la parte occidental del macizo y que atraviesa las unidades volcánicas núms. 4, 6 y 7. Esta dirección, que en el sector de Masca es de N 160° E se curva hasta N-S e incluso a N 15° E hacia el sur, en los Barrancos de Los Nateros y de la Mancha de Los Díaz. Por el contrario, en el sector N y oriental de la Serie I, la dirección dominante es la N 110°-120° E que corresponde con la que HERNANDEZ PACHECO (1979) denomina dirección atlántica. Con menor abundancia, pero también frecuente, aparece una tercera dirección a N 40°-50° E que tiende a presentarse en la mitad septentrional de la Hoja.

Los diques básicos son, con mucho, los más abundantes del conjunto. Se distribuyen uniformemente por toda la serie, aunque su densidad tiende a ser mayor (hasta un 30 por 100 como valor más alto) en el corredor paralelo a la costa que pasa al oeste del Caserío de Masca, y que debió representar una zona importante de salideros volcánicos. Por regla general están verticales

o subverticales, con buzamientos decrecientes en algunos, conforme van acercándose a la costa, en donde aparecen diques que comienzan siendo verticales en sus partes bajas, para inclinarse progresivamente en las zonas altas con buzamientos de sólo 25°-30°, concordantes con los de las coladas entre las que se inyectan. Casi en su mayoría, las potencias de estos diques ankaramíticos y afaníticos es de hasta 2 m. y, en basaltos plagioclásicos, de 80-90 cm.

La morfología de los diques es bastante simple y constante, aunque habría que mencionar algunas variaciones. Lo más habitual y genérico es que tengan contactos netos y rectilíneos (en ocasiones ligeramente curvos) con longitudes a veces muy considerables, sobre todo en vertical, pues hay casos en que atraviesan todo un apilamiento de coladas de más de 700 m. de espesor. La mayoría de ellos tienen bordes enfriados, aunque la ausencia casi generalizada de partes centrales microgranudas hace poco destacable las variaciones texturales del interior del dique.

Son también frecuentes, pero más escasos en número y también de menores dimensiones, los diques divagantes de bordes ondulados que, normalmente, no superan los 30 cm. de espesor. Suelen ser más numerosos en los tramos bajos de la serie, sobre todo en el tramo inferior (4, 5). Según estas características geométricas, los diques divagantes son bastante sincrónicos con estas mismas coladas. También resulta bastante elocuente como signo de esta simultaneidad, la aparición de digitaciones laterales y terminaciones finas, ambas muy sinuosas, que llegan a individualizarse del dique principal del que surgen, como pequeños fragmentos alargados centimétricos, los cuales se engloban dentro de la masa general de la colada. Este fenómeno es muy común en los niveles de basaltos plagioclásicos del tramo inferior del Edificio Carrizales-Masca.

Otra de las características típicas, aunque no abundante, es la que presentan los diques desplazados en estado plástico, por el movimiento diferencial de los distintos horizontes de las coladas que los encajan en los momentos de su inyección. Estos diques no llegan a fragmentarse totalmente, y quedan unidos por un estrecho pasillo de pocos centímetros, mientras que continúan inyectadas pequeñas terminaciones digitadas a través de los bordes externos. Este tipo de diques puede verse en las paredes de los Barrancos de Los Nateros y de Masca, entre otros.

Las composiciones más habituales de los diques básicos son las de basaltos afaníticos, basaltos ankaramíticos, basaltos oceaníticos y, de manera muy escasa, basaltos plagioclásicos.

Por su parte, los diques sálicos suelen tener espesores superiores a los y traquifonolítica, y la textura microcristalina o afanítica. Se localizan preferentemente en las áreas próximas a los pitones fonolíticos del Roque Blanco en las áreas próximas a los pitones fonolíticos del Roque Blanco y Roque

y Roque de Tomás Seche. Esta circunstancia, unida al hecho de que cortan a todas las unidades de la Serie I, sugiere la idea probable de que re-representan salideros de emisiones sálicas relacionados temporalmente con dichos roques.

2.2 PITONES FONOLITICOS (3)

Esta formación agrupa dos pitones de composición fonolítica, situados ambos en la mitad occidental de la Hoja y separados una distancia de unos 4,5 km. según una dirección N 40° E, que por otra parte coincide con las direcciones NE-SO. Las formas son irregulares y el tamaño es hectométrico.

2.2.1 FONOLITAS DEL ROQUE BLANCO

Es un pitón que intruye a los materiales de la Serie I en el área SO de la Hoja. Tiene una forma algo redondeada alargada según una dirección N-S, aunque hacia el O se prolonga como una potente colada («planchón»), dando al conjunto una forma más irregular, ya que también hay apófisis y derrubios de ladera que lo recubren. En conjunto ocupa una superficie algo inferior a 0,4 km^2.

Está compuesto por fonolitas bastante cristalinas, de color verde-grisáceo con textura algo veteada («piel de serpiente») y fractura concoide. Se ha observado una forma de alteración con textura ocelar en la que conservan ocelos de roca fresca, cuyos tamaños varían desde 1,5 cm. (grueso) hasta 2-3 mm. (fino) pasando por tamaños intermedios. Esto puede comprobarse en el canal que bordea el roque por su parte sur, así como en una pequeña apófisis situada al N del «planchón». También se han recogido cantos sueltos de este tipo de alteración en el Barranco de los Nateros, en el Barranco de Masca y en el Barranco Mancha de Los Díaz.

El contacto del pitón con los basaltos de la Serie I es intrusivo y neto, presentando formas más rectilíneas en la parte N y E, mientras que sus otros límites tienen formas más irregulares.

Asociado a él se observan diques sálicos, algunos bastante potentes de varios metros de espesor, que se distribuyen en las proximidades del pitón, con direcciones que varían desde N 165° E a N-S.

2.2.2 FONOLITAS DE LA MONTAÑA DE TOMAS SECHE

Este pitón se encuentra situado al N de Santiago del Teide, intruyendo a los afloramientos de Serie Antigua más orientales de la Hoja, que en esta zona están cubiertos por los materiales de la Serie III.

El pitón presenta una forma alargada según la dirección NNE-SSO estando limitado por contactos rectilíneos con aspecto de fracturas, según esta dirección mencionada. En los laterales del mismo se han desarrollado unos potentes coluviones de material fonolítico cubiertos por un suelo bastante vegetado. Estos materiales han sido utilizados para rellenar campos de plataneras y también como gravera. Todo el área ocupada por el «roque» está cubierta por una espesa vegetación de pinos y monte bajo que dificultan su observación.

Al NO del pitón se observa un pequeño asomo fonolítico que ha quedado individualizado del pitón por una colada de basaltos de la Serie III. Estos materiales están bastante alterados.

En conjunto ocupa una superficie del orden de 0,45 km^2 muy similar a la ocupada por el «Roque Blanco». Al igual que éste, lleva asociados bastantes diques sálicos algunos de ellos complejos, como el observado en las inmediaciones del Puerto de Erjos al O del pitón. Es un dique brecha de unos 30 m. de potencia, subvertical, con una dirección aproximada N 120° E, tiene algunos fragmentos de basaltos ankaramíticos y de escorias englobados en la masa fonolítica.

En la pista que parte desde el Puerto de Erjos hacia el repetidor situado junto al vértice Gala (1.348 m.) se atraviesan varios diques sálicos asociados probablemente con este pitón.

Las rocas de estos diques son muy similares a las del «roque». En ambos casos son fonolitas de color verde, bastante cristalinas, lo cual le da un aspecto más claro. En superficie tienen un color ocre con pátina de oxidación de tonos marrones. Cuando la alteración es muy intensa presenta tonos blanquecinos en superficie, que contrasta con los tonos oscuros de los basaltos de la Serie I a los que intruye.

2.3 SERIE III

Los materiales de esta serie afloran preferentemente en la vertiente N de la Hoja aunque también hay algunos edificios en el área S, así como infinidad de pequeños asomos a modo de «ventanas» en los malpaíses del S de la Hoja.

En líneas generales estos afloramientos coinciden con los señalados por FUSTER et al. (1968), así como por ARAÑA et al. (1970). Las discrepancias surgen en la zona E en las proximidades de la Calzada de Hernán Pérez y de los conos de Serie IV de Cueva Ratón. Los afloramientos próximos a esta zona han sido considerados en esta cartografía como lavas «aa» del Estravolcán de Pico Viejo, de acuerdo con J. M. NAVARRO (1974). En los alrededores de Cerro Gordo, zona próxima a las Casas de las Abiertas, estaban consideradas como pertenecientes a la Serie III. En esta cartografía se ha

incluido en la Serie IV con ciertas reservas, ya que los malpaíses (superficies ásperas) están parcialmente degradados. Este hecho puede ser debido en parte a causas climáticas ya que en esta vertiente las lluvias son abundantes sobre todo a esas alturas superiores a 900 m. habiéndose desarrollado un pinar bastante espeso que además contribuye a suavizar más el paisaje.

La Serie III que aflora en esta Hoja es bastante monótona siendo los más abundantes los tipos basálticos olivínicos y más escasamente algunos traquibasaltos. Las coladas son poco potentes, y aunque no se tienen datos exactos de potencia, en las galerías de captación de aguas se han citado espesores superiores a 200 m. para el Valle de Icod (COELLO, 1973).

2.3.1 COLADAS Y PIROCLASTOS BASALTICOS. TRAQUIBASALTOS SUBORDINADOS (13, 14)

Los afloramientos de esta serie se restringen a toda el área central de la Hoja y al cuadrante NO. En muchos casos se conservan los centros de emisión más o menos degradados, mientras que las coladas han sido parcial o totalmente recubiertas por los materiales de la Serie IV. Como ejemplos ilustrativos pueden citarse el caso del malpaís histórico de la Montaña Negra que recubre coladas de basaltos de la Serie III dejando pequeños islotes o asomos entre el malpaís. Los pequeños conos de la Montaña de los Guirres y volcán de la Abejera situados ambos al E del km. 16 de la carretera de Chío-Boca de Tauce, son otro caso muy parecido, así como la Montaña de las Flores, si bien estos tres últimos conos están bastante bien conservados observándose su borde de cráter.

Se han contabilizado un total de 28 centros de emisión dentro de esta serie, cuyos materiales están parcialmente alterados, dependiendo su grado de erosión, en muchos casos, de su situación geográfica, ya que en toda la vertiente N el clima es mucho más húmedo provocando una alteración y desarrollo de suelos mucho mayor. Con todo, los conos más alterados son los de Cerro Gordo, Montaña del Topo y las Montañas del Palmar estando sus laderas aterrazadas y cultivadas. En la tabla I se resumen las características morfológicas de todos estos centros de emisión.

Los edificios de Bencheque o Cruz del Niño, Montaña de Baso, del Topo y de las Parras, así como el cono de la Portela Alta y el pequeño edificio de Las Lagunetas, están todos ellos bastante mal conservados pero el grado de alteración es inferior al de los primeros. A pesar de todo, los piroclastos de estos edificios están oxidados y sobre ellos se ha desarrollado en la mayoría de los casos un pequeño suelo, estando recubiertos de vegetación más o menos intensa.

Los conos del Centeno o Poleos, y el conjunto de edificios de la Montaña

TABLA I

Resumen de las características morfológicas y materiales emitidos por los edificios de la Serie III

Edificio	Dimensiones		Estado de conservación	Materiales emitidos
	Altura	Anchura		
Montañeta del Palmar	95 m.	0,85 km.	Muy degradado laderas aterrazadas	Basaltos olivínico piroxénicos
Lagunetas	20 m.	0,2 km.	Bastante degradado y oxidado	Basaltos olivínico piroxénicos
Portela Alta	75 m.	0,6 km.	Bastante degradado y oxidado	Basaltos olivínico piroxénicos
Montaña del Topo	110 m.	1 km.	Muy degradado, laderas aterrazadas y cultivadas	Basalto piroxénico-olivínico-traquibasaltos
Montaña de Baso	75 m.	0,8 km.	Muy alterado, laderas cultivadas	Basaltos
Montaña del Viento	70 m.	0,5 km.	Muy alterado erosionado. Desarrollo de suelo y vegetación	Basaltos y traquibasaltos
Montaña Riegos	160 m.	0,7 km.	Regularmente conservado. Muy poca vegetación	Basaltos olivínicos-piroxénicos
La Esquina	15 m.	0,17 km.	Bien conservado, sin vegetar, pero algo oxidado	Sólo se conserva el cono piroclástico
Montaña de Las Parras	60 m.	0,35 km.	Relativamente mal conservado, algo alterado	Basaltos olivínicos piroxénicos
Cerro Gordo	125 m.	0,6 km.	Muy degradado, laderas aterrazadas y vegetadas	Basaltos
Las Gaviotas	15 m.	0,15 km.	Bien conservado, casi sin vegetar	Basaltos augítico-olivínicos
Montaña Quebrada	100 m.	0,5 km.	Bien conservado, escasa vegetación	Basaltos piroxénico-olivínicos
Montaña del Banco	30 m.	0,2 km.	Bien conservado, casi sin vegetar	Basaltos piroxénico-olivínicos
Las Montañas Negras-Cruz del Herreño	110 m.	0,72 km.	Muy bien conservado, sin vegetación. Ha sido afectado por los piroclastos del Volcán Montaña Negra	Basaltos piroxénico-olivínicos
Montaña de las Flores	40 m.	0,35 km.	Bastante bien conservado, con poca vegetación	Sólo se conserva el cono piroclástico
Montaña Aguda	30 m.	0,25 km.	Relativamente bien conservada, escasa vegetación	Traquibasalto
Montaña del Estrecho	125 m.	0,7 km.	Medianamente conservado y parcialmente vegetado	Basalto olivínico-piroxénico
Montaña de la Cruz	125 m.	0,5 km.	Bastante bien conservado, casi sin vegetar	Basalto olivínico-piroxénico
Montaña del Centeno	80 m.	0,7 km.	Medianamente conservado, vegetado en las partes bajas	Sólo se conserva el edificio piroclástico
Montaña de Los Guirres	20 m.	0,25 km.	Regularmente conservado, algo vegetado	Se conservan tan sólo los dos pequeños conos piroclásticos
Montaña de La Corredera	160 m.	0,75 km.	Regularmente conservado. El lado sur, recubierto de vegetación	Basaltos
Montaña de Abeque	140 m.	0,5 km.	Regularmente conservado, algo alterado, poca vegetación	Basalto piroxénico-olivínico
Abeque (Topográfico)	85 m.	0,4 km.	Mal conservado, bastante recubierto de vegetación	Basalto piroxénico
Bencheque	190 m.	0,6 km.	Muy alterado. Desarrollo de espeso suelo y vegetación	Traquibasaltos
Montaña de Las Cuevitas	70 m.	0,5 km.	Medianamente conservado, ha sido parcialmente recubierto por coladas posteriores de traqultas	Basalto olivínico-augítico, traquibasaltos
Cono al O de Las Cuevitas		0,4 km.	Medianamente conservado, con vegetación	Basalto olivínico-piroxénicos
Cono al N del Cascajo		0,25 km.	Mal conservado	Basalto olivínico-piroxénicos

del Estrecho, Abeque, Riegos-Tomillos y Montaña Aguda tienen un aspecto similar en cuanto al grado de conservación de los edificios.

Las coladas son delgadas presentando bases fragmentarias y bastantes escorias acompañando a estos materiales.

En el sector al E del valle de Santiago estos materiales están sobre los basaltos de la Serie I cubriendo el paleorrelieve existente. Se observan tanto traquibasaltos grises afaníticos como basaltos olivínico piroxénicos algo vacuolares. La superficie está vegetada y no se conserva el malpaís. En otros puntos de este área se observan los contactos de estos materiales con los malpaíses recientes de Bilma, Chinyero y Montaña Reventada. En todos los casos estos últimos materiales fosilizan a la Serie III.

2.3.2 SEDIMENTOS INDIFERENCIADOS (15)

Son pequeños afloramientos de sedimentos compuestos por lapilli retrabajados, arenas y algunos cantos. El conjunto aparece en las inmediaciones de algunos de los conos de esta serie o rellenando pequeñas vaguadas que han sido fosilizadas por los materiales históricos y subhistóricos. También han sido agrupados bajo este apartado algunos materiales edáficos desarrollados sobre los ya mencionados.

2.3.3 COLADAS DE BASALTOS PLAGIOCLASICOS (16)

Esta unidad aflora ampliamente en la Hoja de Icod de los Vinos, situada inmediatamente al N de ésta que nos ocupa. Sin embargo en esta zona queda restringida a un pequeño asomo en el ángulo NE de la Hoja.

Son basaltos muy vacuolares con estructuras de «lavas en tripas» y «cordadas» bastante frecuentes, que se caracterizan por la abundancia de plagioclasa (cristales de aspecto esquelético algunos de más de 1 cm.) con brillos e irisaciones azuladas.

Estos materiales debido a su porosidad y al mismo tiempo abrasividad han sido utilizados antaño para la fabricación de piedras de molino, de ahí el nombre popular de «molineros».

2.4 **SERIE IV**

Los materiales de esta Serie ocupan casi dos tercios de la Hoja, y su composición varía desde términos basálticos, pasando por rocas traquibasálticas hasta los términos más sálicos (traquitas). Con posterioridad al

desarrollo del edificio Teide-Pico Viejo, cuyas últimas manifestaciones fueron las traquitas de los Roques Blancos, ha tenido lugar un volcanismo histórico de tipo básico. Se han contabilizado un total de 20 edificios (ver tabla II) y 4 salideros.

No existe una distribución clara de estos materiales, aunque únicamente se puede decir que los términos más sálicos se sitúan en el borde oriental de la Hoja. Hay gran abundancia de rocas de tipo intermedio (traquibasaltos-fonolitas máficas) dentro de esta Serie y sobre todo en la vertiente norte en todo el área central de la Hoja. Estas coladas rellenan el valle de Icod. Los tipos basálticos escasean, como único ejemplo cabe citar la erupción histórica del Chinyero.

2.4.1 ERUPCIONES SUBHISTORICAS

En este apartado se consideran incluidos todos los materiales situados estratigráficamente encima o isocronos con las lavas del estratovolcán de Pico Viejo, con la sola excepción de aquellos episodios que han ocurrido en fechas históricas.

A continuación sobre los materiales citados se encuentran una serie de coladas de traquibasaltos y fonolitas máficas (18) que afloran en el cuadrante NE de la Hoja.

En la vertiente sur dominan los tipos más básicos si bien están mezclados con basaltos y traquibasaltos (20, 21). Estos materiales aparecen en una extensión temporal bastante considerable, ya que son considerados contemporáneos con las traquitas-fonolitas máficas (22), los basaltos vesiculares del SE de la Hoja (23) y las traquitas de los Roques Blancos (24). Estas últimas coladas (24) han sido siempre consideradas como los últimos episodios subhistóricos, si bien en esta Hoja se ha considerado, con ciertas reservas a las traquitas máficas de Montaña Reventada como el techo de la serie subhistórica.

Este tema ha sido objeto de discusión por parte de varios autores. Ya que según las crónicas de Fray Bartolomé de las Casas relativo al primer viaje de Colón «vieron salir un gran fuego de la Isla de Tenerife». Por la situación de los observadores y la época, el volcán a que se hace referencia debe situarse dentro del campo de volcanes de Santiago del Teide-Laderas de Pico Viejo.

Los dos conos que parecen los candidatos más probables son o Montaña Reventada según comunicación personal de BRAVO en CABRERA, 1981, o los pequeños conos de las Montañas Negras situadas al E de Bilma (CABRERA, op. cit.).

Aunque no se tienen dataciones absolutas, en campo se observa que las coladas de Montaña Reventada fosilizan a las coladas de traquitas de los

TABLA II

Resumen de las características morfológicas y materiales emitidos por los edificios de la Serie IV

Edificio	Dimensiones		Estado de conservación	Materiales emitidos
	Altura	Anchura		
Montaña de Bilma	170 m.	1 km.	Bien conservado y poco vegetado	Basaltos y traquibasaltos
Montaña de La Cebada	40 m.	0,45 km.	Relativamente mal conservado y cubierto de vegetación	Basaltos y traquibasaltos
Montaña de Boca Cangrejo	105 m.	0,65 km.	Bien conservado, pero parcialmente vegetado	Basaltos plagioclásico-anfibólicos y traquibasaltos
Montaña del Cascajo	140 m.	0,75 km.	Regularmente conservado y totalmente recubierto de vegetación	Traquibasalto vacuolar
• Salidero			Muy bien conservado, sin vegetar	Traquibasalto vacuolar
Montaña de Samara	130 m.	0,85 km.	Sin vegetación, varios cráteres alineados en dirección ONO-ESE	Traquibasaltos
Volcán de La Botija	110 m.	0,63 km.	Sin vegetación	Basaltos y traquibasaltos
Montaña Reventada	115 m.	0,7 km.	Sin vegetación, muy bien conservada	Traquitas máficas
• Salidero				Traquibasaltos con tendencia sálica
Montaña de Liferfe	70 m.	0,62 km.	Relativamente mal conservado	Traquibasaltos
Liferfe (topográfico)	170 m.	0,75 km.	Parcialmente vegetado, de manera irregular	Traquibasaltos
Cono al E de Liferfe	25 m.	0,25 km.	Poco vegetado, piroclastos alterados y oxidados	Traquibasaltos
Cueva Ratón	60 m.	0,5 km.	Irregularmente vegetado. La ladera occidental desnuda	Traquibasaltos
Cruz de los Dos Hermanos	30 m.	0,4 km.	Vegetación escasa. Medianamente conservado	Traquibasaltos
• Salidero (al N del Cono anterior)			Medianamente conservado y recubierto por algo de vegetación	Traquibasaltos-Traquitas máficas
Montañas Negras	20 m.	0,15 km.	Muy bien conservado, sin vegetación	Basaltos piroxénico-olivínicos
Montaña Negra	130 m.	0,75 km.	Bien conservado, pequeño desarrollo de líquenes	Traquibasalto-Tefrita
Chinyero	60 m.	0,45 km.	Muy bien conservado, sin vegetación	Basalto piroxénico-Basanitoide
Cono situado al SE de Samara	30 m.	0,25 km.	Muy bien conservado, sin vegetación	Traquibasaltos
Pequeño edificio al S del Volcán de la Botija	15 m.	0,15 km.	Bien conservado, sin vegetación	Traquibasaltos
Montaña de los Tomillos	25 m.	0,22 km.	Parcialmente vegetado	Traquibasaltos
• Salidero al E de la Montaña de Abeque	(reducidas dimensiones)		Muy fresco, sin nada de vegetación	Traquibasaltos

Roques Blancos. En el caso de las Montañas de las Arenas Negras no hay relación espacial entre ellas, por lo cual no sirve este criterio.

La objeción que puede citarse a la idea de BRAVO de que se trate de Montaña Reventada es la misma ya expuesta por CABRERA (1981): «La gran magnitud de esta erupción». Ahora bien, su situación a 2.235 m. de altitud le hace mucho más visible desde Gomera que los pequeños centros de emisión de las Montañas de las Arenas Negras situadas al E del cono de Bilma lo cual dificultaría su visión desde Gomera (situada al O de ambos). Por lo cual es complicado decidirse por cualquiera de las dos hipótesis.

2.4.1.1 **Traquibasaltos del Estratovolcán de Pico Viejo** (17)

En este apartado se citan los afloramientos que, a modo de «ventanas», aparecen debajo de las traquitas de los Roques Blancos, así como unos pequeños afloramientos del S de la Hoja que se continúan en la de Guía de Isora. Todos estos afloramientos forman parte del denominado «Estratovolcán de Pico Viejo».

Son materiales de composición intermedia de tipo traquibasáltico, algo escoriáceos que presentan un aspecto afieltrado, observándose «de visu» anfíboles, plagioclasas y piroxenos. Las coladas no están bien individualizadas, presentando formas suaves y aplanadas que contrastan con los relieves agudos de las coladas de traquitas de Roques Blancos. El malpaís a que dan lugar es de tipo «aa» algo degradado, con bloques de tamaño inferior al de las traquitas. Composicionalmente son rocas parecidas a los traquibasaltos del siguiente apartado.

2.4.1.2 **Coladas de traquibasaltos y fonolitas máficas** (18). **Piroclastos traquibasálticos** (19)

En este apartado se incluyen los conos de Liferfe y Cueva Ratón y las coladas asociadas a ellos. Estos edificios forman una alineación NO-SE de 5 conos de diferente tamaño, situados todos ellos en el cuadrante nororiental de la Hoja. La prolongación hacia el NO de esta alineación coincidiría con el edificio histórico de Montaña Negra.

Estos materiales ocupan en esta Hoja unos 16 km^2 extendiéndose también a la Hoja situada al N (Icod de Los Vinos). Las coladas muestran bastante bien la morfología ,y los malpaíses escoriáceos asociados están algo degradados observándose tamaños de bloques desde decimétricos hasta de más de 2 m.; también se observan estructuras de tipo cordado y pseudo «pahoehoe». Dentro de la masa escoriácea de tonos grises a negruzcos se observan lavas masivas con flujo desde N 160° E a N-S de textura afanítica, con anfíboles como mineral más visible.

El edificio situado más al N es la Montaña de Liferfe, que está formado

por un cono de piroclastos y escorias bastante oxidadas de color rojizo, cubierto de vegetación. Tiene una altura de unos 70 m. desde su base y ocupa una superficie aproximada de 0,35 km^2. Su cráter se conserva bastante mal, marcando su abertura hacia el N.

A muy poca distancia del anterior edificio, hacia el SE, se encuentra el cono de mayores dimensiones de este grupo con una superficie algo inferior a 0,5 km^2. La toponimia puede inducir a error pues se denomina también Liferfe (vértice geográfico). Es también un cono fundamentalmente de escorias y algo de lapilli oxidado que al igual que el anterior, también está cubierto de vegetación. La altura supera los 150 m. alcanzando una cota de 1.749 m. en el borde del cráter.

En la parte oriental de este edificio se observa una loma de piroclastos, con escorias de tipo fluidal, trozos de bombas y lapilli alterado que queda individualizada entre Liferfe y Cueva Ratón sin prácticamente vegetación.

El cono de Cueva del Ratón es en realidad un edificio con dos salideros que conforman un cráter bicóncavo simétrico. Además, junto a este edificio, hacia el E, hay otro cono algo más pequeño, recibiendo la zona en conjunto el nombre de Cruz de los dos Hermanos. Estos edificios son menores que Liferfe y que la Montaña de Liferfe, pues la altura del edificio es sólo del orden de 50-60 m. Entre los piroclastos se observan pequeñas bombas, escorias y lapilli de color claro.

Un km. al N de estos últimos edificios hay un salidero en el cual no se observan piroclastos finos, tan sólo aparecen escorias de diversos tamaños, en general inferiores a 20 cm., de composición traquibasáltica.

Se observa que los conos parecen más jóvenes en dirección SE de modo que las coladas de Liferfe (vértice topográfico) recubren parcialmente los piroclastos de La Montaña de Liferfe, situada al NE de ésta.

La relación entre los materiales aquí descritos (18 y 19) y los anteriores «Traquibasaltos del estratovolcán de Pico Viejo» (17), no se observa en ningún punto, al encontrarse estos últimos prácticamente recubiertos por las coladas de traquitas de Roques Blancos (24). Sin embargo, la posición de estas rocas sobre los basaltos de la Serie III no ofrece ningún problema, observándose cómo las coladas de traquibasaltos y fonolitas máficas fosilizan los relieves de los conos de Bencheque y Cerro Gordo situados al N de Liferfe.

Las rocas presentan variaciones composicionales desde tipos traquibasálticos hasta términos más sálicos, siendo en general bastante afaníticas con anfíbol y plagioclasa como minerales visibles.

2.4.1.3 **Coladas y piroclastos basálticos y traquibasálticos** (20 y 21)

Esta formación aflora en todo el área suroriental de la Hoja, desde San-

tiago del Teide hasta el límite oriental de la misma, constituyendo el campo de volcanes más importante de la Isla. Corresponden a un conjunto de edificios entre los que cabe destacar: Bilma, Montañas Negras, Cebada, Boca Cangrejo, Cascajo, Samara y Botija.

En general se observan coladas de basaltos y traquibasaltos existiendo conos que han emitido lavas de los dos tipos, como es el caso de Bilma, o la Montaña del Cascajo. Por el contrario en la Montaña de Samara sólo se han observado traquibasaltos.

Se puede establecer una sucesión de edificios piroclásticos de oeste a este comenzando por la Montaña de Bilma, la cual destaca por su tamaño pues ocupa una superficie cercana a 1 km^2 con una altura visible desde el lado oriental de 170 m. En continuidad con el cono propiamente dicho, se observa una acumulación de material piroclástico según la dirección SO, lo cual podría ser debido, entre otras causas, a que el viento dominante durante la erupción fuera según esa dirección, coincidente con los vientos alisios. Esta cuña de piroclastos tiene una longitud algo superior al Km. que, unido al diámetro del cono, alcanza en conjunto los 2 km.

Al E del anterior edificio se sitúan unos pequeños conos de reducidas dimensiones conocidas como «Montañas Negras», que han suscitado la polémica si corresponden o no con la erupción citada por Colón en su viaje a América a su paso por Gomera. Este aspecto ya ha sido discutido en el apartado relativo a las erupciones subhistóricas 2.4.1.

Al oeste del km. 15 de la carretera de Chío a Bca. de Tauce se sitúa el cono de la Cebada (1.457 m. de altitud) de pequeña entidad, con una altura del orden de 40 m.

A unos 2 km. al E del cono de la Cebada se halla el edificio de Boca Cangrejo, constituido por escorias, bombas (algunas de gran tamaño) y lapilli basáltico. Tanto las coladas de este centro como las de la Montaña de Bilma recubren parcialmente a las provenientes de la Montaña de La Cebada.

Los conos situados en el sector más oriental son los del Cascajo, Samara y Volcán de la Botija los cuales se alinean según una dirección N 110° E.

El edificio del Cascajo es un cono de unos 140 m. de altura que presenta una acumulación de piroclastos en su falda SO (al igual que Bilma). Asociado con este edificio en su borde S se encuentra un salidero de lava situado muy próximo al límite de uno de los brazos de las coladas de Montaña Reventada. Se observa que el salidero es algo posterior al episodio piroclástico, pues sobre estas lavas vacuolares no hay piroclastos; sin embargo, por la zona intermedia y hacia el sur se observan piroclastos arrastrados, muchos de ellos hacia zonas bajas a favor de la pendiente. La lava emitida tiene un aspecto «esponjoso» y vacuolar observándose estructuras cordadas

y huellas que marcan un flujo hacia el SO. El conjunto ofrece el aspecto de un malpaís sin vegetar de tipo escoriáceo «aa».

El edificio de Samara presenta cráteres compuestos alineados en dirección E-O ocupando una extensión algo superior a 1 km^2, con una altura del orden de 130 m. Al E de Samara se sitúa el Volcán de La Botija, que corresponde a un cono piroclástico de forma irregular y altura ligeramente superior a los 100 m.

El volcán de La Botija es el que está situado más orientalmente. La extensión cubierta por los piroclastos es de unos 0,3 km^2, la forma ocupada en planta es triangular. Ofrece aspecto de ser muy reciente, ya que no está cubierto por vegetación.

Las coladas de todos estos centros presentan malpaíses bastante bien desarrollados pudiendo en algunos casos señalarse los límites de coladas, para lo cual en el mapa se ha empleado el trazo en línea continua roja. En el límite con la Hoja de Guía de Isora (1.110-III) se observa una zona parcialmente recubierta por piroclastos finos, muchos de los cuales han sido arrastrados, y que ha sido representado en el mapa con una sobrecarga de puntos.

2.4.1.4 **Coladas de traquitas-fonolitas máficas** (22)

Estos materiales afloran en todo el sector oriental de la Hoja, situándose, en donde es visible, debajo de las traquitas máficas de Montaña Reventada con las cuales guardan ciertar similitud, siendo en muchos casos problemática su separación. Para esto se han utilizado criterios morfológicos en campo, según el grado de conservación de los malpaíses, y contrastando también el aspecto de las rocas. En general, las rocas de Montaña Reventada son algo más oscuras y vítreas y también composicionalmente más máficas, mientras que éstas que nos ocupan son más traquíticas.

El centro de emisión de estas coladas no se ha identificado y posiblemente haya sido recubierto por otras coladas posteriores. Estas coladas traquíticas se apoyan sobre los basaltos de la Serie III, como se observa en Bencheque y en la zona de la Montaña de Abeque, y también sobre los basaltos y traquibasaltos de la Serie IV a la que pertenecen, ejemplo de ello es el contacto con los conos de Liferfe.

Las coladas son potentes, presentan bases fragmentarias. En el relieve aparecen como «costillares» o morrenas laterales, y la superficie resultante es áspera y rugosa estando casi desprovista de vegetación (tan sólo algunos pinos). Este malpaís de tipo «aa» está bien conservado, pero, en general, tiene un tono más claro que el de Montaña Reventada.

La dirección de las coladas es divergente ya que un ramal queda situado

en el borde SE de la Hoja mientras que la mayoría de los afloramientos quedan marcando una dirección hacia el NO penetrando incluso uno de los ramales en la Hoja situada al norte de Icod de los Vinos (1.103-III), en las proximidades de La Montañeta.

Composicionalmente existe una gran variedad de tipos litológicos desde rocas próximas a traquibasaltos (las menos) pasando por traquitas máficas a traquitas típicas con orientación fluidal y fenocristales de anortoclasa (algunos de más de 1,5 cm.) y anfíboles. Este hecho hace difícil establecer los límites no sólo entre esta formación y las coladas de Montaña Reventada, aspecto ya comentado, sino también con las coladas vecinas de traquibasaltos (18). Estos últimos materiales mencionados son de color gris oscuro, con malpaís más degradado y sobre todo son casi siempre afaníticos.

2.4.1.5 **Coladas de basaltos vesiculares y escorias soldadas** (23)

Son materiales basálticos que afloran en la esquina SE de la Hoja junto al cono de escorias de Montaña Reventada y al N del edificio Cruz de Tea-Chío.

Las coladas aparecen enmarcadas y parcialmente recubiertas por los piroclastos de Montaña Reventada. Se observa una alineación en sentido E-O puesta de maniifesto por la sucesión de «hornitos» de material escoriáceo y poroso de tipo «pahoehoe» con estructuras cordadas. Entre estas rocas predominan los basaltos plagioclásicos, con frecuentes estructuras «pahoehoe».

Así como el contacto con los materiales del techo [Montaña Reventada (25)] está claro, no es así con los de su base, ya que en ningún punto aparecen en contacto con las coladas de traquitas (22).

2.4.1.6 **Coladas traquítico-fonolíticas de los Roques Blancos** (24)

Con el nombre de Roques Blancos se designa un domo traquítico periférico al edificio central de la isla, esto es el complejo Pico Viejo-Teide (antiguo). El centro de emisión de estas coladas está situado en la ladera N de Pico Viejo a 2.850 m. de altura dentro de la Hoja de Las Cañadas del Teide (1.110-III) y a tan sólo 2.2 km. del límite oriental de la Hoja que nos ocupa.

Estas potentes coladas afloran en todo el área oriental de la Hoja presentando un abanico de direcciones desde N a NO. Se visualizan perfectamente en el campo ya que llevan asociada una potente «morrena» de bloques que produce una especie de «costillar» paralelo a la dirección de flujo de la

colada. En el frente de la colada también se observa acumulación de cascajo, tomando el aspecto de morrena frontal, como ocurre en el paraje de Cruz de Dos Hermanos al S del cono de Liferfe. Otro de los ramales de estas coladas discurre con dirección N por la zona de La Corredera Blanca (topónimo local que hace referencia al color de estos materiales) penetrando en la Hoja de Icod de Los Vinos (1.103-III) y llegando hasta la costa a la altura de San Marcos.

Como su nombre indica son rocas de tonos claros de composición bastante sálica, y pertenecen a la denominada Serie reciente sálica de FUSTER et al. (1968). Se encuentran desde traquitas a fonolitas con colores gris verdoso o gris claro; a menudo se encuentran xenolitos y autolitos rodeados por el flujo. Los fenocristales más abundantes son los de feldespato variando los tamaños desde algunos milímetros hasta 1 cm. También se observan en algunas muestras plaquitas de biotita y cristalitos aciculares de anfíbol. Por el contrario, en otras ocasiones las rocas son obsidianas, observándose una pasta de vidrio de color muy oscuro con escasos cristales de feldespato.

En estas ocasiones la fractura es concoide con aristas afiladas y cortantes. Como ya se ha comentado antes, es frecuente la existencia de flujo, lo cual le confiere a veces un aspecto laminado provocando la rotura por estos planos «lajas», palabra empleada en el archipiélago para estos materiales.

2.4.1.7 Piroclastos y coladas de traquitas máficas de Montaña Reventada (25, 26)

Este centro de emisión se encuentra situado en el ángulo SE de la Hoja. Está constituido por un cono de piroclastos de diversos tamaños, fundamentalmente escorias, que forman un edificio alargado según la dirección E-O con el cráter abierto hacia el oeste. La altura del edificio desde su base es aproximadamente 100 m., las laderas tienen una pendiente suave del orden de 28°-30°. Tanto en su falda N como en la S existen dos pequeños centros de emisión que han funcionado como salideros de lava contribuyendo a incrementar el tamaño del edificio. En el reborde del cráter principal, en su zona O, es de destacar la escotadura existente con un desnivel de más de 10 m. de paredes verticales que recuerda a los cortes existentes en los bordes de los glaciares.

Las coladas de este volcán se dividen en varios «brazos». Uno de éstos, el más meridional, toma una dirección hacia el O bordeando el Volcán de la Botija por el sur y recorriendo una distancia de unos 4,5 km. El otro brazo discurre hacia el NO agrupando a varios ramales que se van bifurcando al encontrar en su camino distintos conos tales como la Montaña del Cascajo

o la Montaña de Abeque. Por último estas coladas llegan hasta las inmediaciones del Valle de Santiago del Teide, bordeando la Montaña de los Tomillos pero quedando a cierta distancia del valle mencionado al tropezar contra la Montaña de Baso. El límite septentrional de estas coladas está tapado por los piroclastos de la Montaña Negra, 4 km. al S de Garachico.

Como ya se ha comentado en el apartado 2.4.1.4 las coladas de traquitas-fonolitas máficas presentan ciertos problemas para distinguirlas de las que ahora nos ocupan, ya que las rocas tienen cierta convergencia de caracteres, y en ambos casos existe una gran variedad de tipos litológicos. Si bien son las traquitas máficas las rocas más abundantes en el grupo de coladas de Montaña Reventada, existen a su vez rocas afaníticas de composición intermedia generalmente en la zona meridional. Algunas traquitas máficas tienen fenocristales de feldespato con orientación fluidal, mostrando fragmentos «vítreos o autolitos», y pequeños cristales de anfíbol.

Las coladas presentan bases fragmentarias a modo de «morrena» de fondo. Son coladas potentes de varios metros de tipo escoriáceo; las lavas son bastante vítreas y por tanto el color es más oscuro que el que correspondería a su composición. El malpaís está bien conservado sin vegetación, salvo algunos líquenes, y es de tipo «aa».

2.4.2 ERUPCIONES HISTORICAS

Según datos de BRAVO y HERNANDEZ PACHECO (1980), en la isla de Tenerife han tenido lugar 8 de las 18 erupciones históricas de Canarias. De éstas dos están situadas en la Hoja objeto de estudio. Se trata de las erupciones de la Montaña Negra o Volcán de Garachico (año 1706) y de la erupción del Chinyero (año 1909). Son en ambos casos erupciones basálticas que se desarrollan rápidamente, 10 días en el caso del Volcán Chinyero y 6 tan sólo para Montaña Negra. Este hecho contrasta con la erupción del Timanfaya en Lanzarote, que se extendió desde 1730 a 1736, casi contemporáneamente con la de Garachico.

En la Hoja además de estas dos erupciones señaladas ha tenido lugar una tercera, posiblemente Montaña Reventada, que coincide con el viaje de Colón, aspecto ya señalado en el apartado 2.4.1.

2.4.2.1 **Coladas y piroclastos de Montaña Negra (Volcán de Garachico)** (27, 28)

Este edificio está situado en la ladera NO de Pico Viejo, llegando a alcanzar una altitud de 1.402 m. en el borde del cráter. El paraje es conocido

con los nombres de Montaña Negra, Hoya de los Meleros o Montaña de Arenas Negras, si bien este último puede inducir a error por existir en la isla otros volcanes con este nombre. También ha sido nombrado como Volcán de Garachico, ya que esta ciudad (capital de la Isla en aquellos momentos) fue destruida a consecuencia de esta erupción.

Este volcán data del año 1706. Se trata de un cono de piroclastos compuesto por escorias, lapilli y bombas, que tiene forma ovalada en planta, según una dirección NNE. El radio es de 0,7 km. y su dimensión mayor según aquella dirección es del orden de 1 km. La altura del edificio supera los 130 m. La extensión cubierta por la lava y piroclastos es superior a 8 km^2.

Según CABRERA (1981), existen pequeñas fisuras de dirección N 148° E y N 162° E en la base septentrional del cono, y otra de dirección N 130° E que surge de la falda del cono que se encuentra tapada por los piroclastos.

La dispersión de piroclastos ha sido muy abundante, observándose una dirección predominante (hacia el S) que cubre parcialmente el cono de la Serie III que se encuentra en esa dirección. Esto coincide con la dirección de los vientos alisios.

La duración de esta erupción basáltica fue muy corta. Existen datos publicados en CABRERA (op. cit.) que la cifran en 9 días, mientras en una publicación posterior HERNANDEZ PACHECO (1985) habla de 6 días solamente. En cualquier caso, estos datos dan idea de la rapidez de la emisión, teniendo en cuenta el enorme volumen de lava expulsada que avanza en poco más de 6 km. desde 1.400 m. de altitud hasta el nivel del mar.

Las coladas presentan un aspecto de malpaís «aa» y lavas en bloques casi desnudas; solamente se han desarrollado líquenes y algún pino aislado. Las rocas son afaníticas de color gris oscuro, escoriáceos y algo vacuolares; las vacuolas están estiradas según una dirección N 130° E. Es frecuente la existencia de asomos de basaltos de Serie III entre estos materiales, quedando en el paisaje como pequeñas «islas» que no han sido recubiertas por esta erupción. En la cartografía se han separado dos coladas de este centro, distinguiéndose por ser una de ellas posterior al episodio piroclástico mientras que la otra está recubierta por los piroclastos del cono, fundamentalmente en las cercanías de éstos. Se observa que la colada situada más al O es la más reciente.

2.4.2.2 **Coladas y piroclastos del Volcán Chinyero** (29 y 30)

Esta erupción, por ser la más reciente de la isla (año 1909), es la que mejor ha sido estudiada y también la que menos volumen de lava ha emitido de todas las erupciones históricas del archipiélago.

Este volcán está situado en la ladera NO de Pico Viejo, a 1.560 m. de

altitud (altitud del borde del cráter). La altura del edificio es de unos 50 m. con una inclinación de 45° en su lado NE, mientras que la ladera SO tiene una inclinación de 30°, que es la normal en estos edificios. Está formado por acumulación de lapilli y escorias. Todo el área norte está cubierta por lapilli negro, mientras que el borde del cráter y su parte meridional más escoriácea son de color rojizo.

Al SE del cono, y alineado con él y el Barranco de Abeque, se observa un pequeño conito de piroclastos que según F. NAVARRO (1911) se corresponde con una de las 9 bocas que existieron en esta erupción, la mayoría de las cuales están tapadas. En conjunto, esta alineación marca una fractura de dirección N 60° O de unos 900 m. de largo.

Las coladas (basaltos olivínicos) provocan un malpaís «aa» muy áspero, escoriáceo y negruzco en el que se pueden distinguir tres brazos. El primero es el más septentrional y tiene un recorrido muy corto, pues quedó frenado por la Montaña del Estrecho y las traquitas-fonolitas máficas (22). Los otros dos brazos marchan paralelamente en dirección O rodeando a la Montaña Aguda y a los volcanes subhistóricos de las Montañas Negras hasta tropezar con el cono de Bilma, quedando apuntando el segundo brazo hacia el NO y el tercero al OSO parado en el «Llano de los Escobones» al NE del poblado «Las Manchas». En conjunto la distancia entre el punto más al O y el cráter es 4,3 km.

Toda la superficie ocupada por este malpaís conserva íntegramente el color negro de la roca, no existiendo ni tan siquiera líquenes, retamas o pinos.

3 FORMACIONES SEDIMENTARIAS

3.1 DEPOSITOS DE LADERA (31)

Estos depósitos alcanzan su mayor desarrollo en el cuadrante noroccidental de la Hoja (Valle del Palmar). Se encuentran siempre junto a los escarpes de la Serie I o en los bordes de los dos pitones presentes en la Hoja, si bien alcanzan mayor desarrollo en el de Tomás Seché que en el Roque Blanco.

En el Valle del Palmar estos depósitos conforman una especie de «circo» ya que el valle qpedó prácticamente cerrado por el edificio de la Montañeta del Palmar (Serie III).

En el borde occidental del Valle de Santiago también se han desarrollado depósitos de este tipo, al pie de los escarpes de la Serie I. Tanto en este caso como en el anterior la naturaleza de los cantos es basáltica en su mayor parte, si bien hay algunos cantos fonolíticos debido a la disgregación de los diques sálicos.

Sobre los pitones, como ya se ha mencionado, estos depósitos tienen menor tamaño en el Roque Blanco, en el cual quedan reducidos a dos pequeños conos de derrubios situados ambos en su vertiente Sur. Los materiales presentan una granulometría bastante grosera abundando los tamaños gruesos: bloques y cantos. Los depósitos están sueltos, adquiriendo aspecto de canchal y no presentan nada de vegetación.

En el Roque de Tomás Seche estos materiales forman una banda continua en todo su borde occidental mientras que en el oriental quedan reducidos a un pequeño afloramiento que a su vez ha sido parcialmente desmantelado por labores de extracción. Estos depósitos tienen diversa granulometría, observándose en superficie un suelo de color claro desarrollado sobre estos materiales fonolíticos.

3.2 DEPOSITOS SEDIMENTARIOS INDIFERENCIADOS Y SUELOS (32)

En este apartado se incluyen los depósitos de la zona de Erjos y de Ruiz Gómez como depósitos más importantes, así como otros afloramientos de menor entidad situados en la parte S del Valle de Santiago y en la zona del Roque de Tomás Seché.

En general, tienen poco espesor salvo en la zona de Erjos, en que superan los 15 m. En este área han sido utilizados como cantera de áridos y para relleno de plataneras. Los depósitos situados al N, que enlazan con los de la Hoja de Icod de los Vinos (1103-III), son también relativamente potentes (>8 m.) y están siendo aterrazados para ampliar las zonas de cultivo. Los materiales son detríticos finos, arenas y arcillas con algunos cantos y también hay una intercalación de materiales pumíticos retrabajados y encalichados del orden del metro.

El resto de afloramientos tienen poca extensión y, en general, se trata de rellenos o de alteraciones edáficas desarrollados sobre materiales más susceptibles de ser alterados, como es el caso de los piroclastos o materiales de la Serie I.

3.3 DEPOSITOS ALUVIALES Y FONDOS DE VALLE (33)

En este apartado se describen los depósito sedimentarios que rellenan los valles del Palmar (en la esquina NO de la Hoja), y el Valle de Santiago del Teide, situado inmediatamente al N y NE de esta localidad.

En el Valle de Santiago son depósitos de algunos metros de espesor formados por arenas, limos y gravas heterométricas de naturaleza fundamentalmente basáltica, aunque también hay algunos cantos fonolíticos de los

diques o del Roque de Tomás Seche situado aguas arriba. El tamaño de los cantos varía desde 2-20 cm.; son subangulosos y han sufrido poco transporte.

Los depósitos del Valle del Palmar son similares, si bien la proporción de materiales finos es mayor; abundan los limos de color gris oscuro con algunas intercalaciones de cantos y arenas. La naturaleza de los cantos es basáltica, encontrándose fundamentalmente basaltos olivínicos piroxénicos y afaníticos.

3.4 DEPOSITOS DE PLAYAS (34)

Las costas acantiladas del Macizo de Teno formadas por grandes escarpes verticales, hace que las playas sean escasas y solamente se dispongan en las desembocaduras de los barrancos.

Las dos únicas playas existentes en la Hoja son la de Masca y la del Barranco Seco, esta última, desembocadura también del Barranco Mancha de Los Díaz. Ambas están constituidas por acumulación de bloques y cantos de tamaño en general superior a 20 cm., redondeados, de naturaleza eminentemente basáltica. Entre los bloques y el acantilado existe un pequeño cordón, más visible en la playa del Barranco Seco, de arenas finas.

4 TECTONICA

Desde el punto de vista tectónico cabe considerar dos áreas bien delimitadas dentro de la Hoja. El área occidental ocupada por la Serie antigua y la parte oriental rellenada por las series cuaternarias básicas y sálicas.

4.1 DISTRIBUCION Y DIRECCION DE LOS CENTROS DE EMISION DE LA SERIE I

En la Serie I se han reconocido conos piroclásticos pero sin poder precisar alineaciones posibles de los centros de emisión. Unicamente puede indicarse la existencia de los restos de un gran edificio estratovolcánico denominado Carrizales-Masca, cuya terminación se encuentra en la Punta de Teno, fuera de la Hoja.

El área occidental se caracteriza por la abundancia de diques, observán-

dose como dirección predominante N 160° E en la zona de Masca, que hacia el S va girando hasta situarse N-S e incluso en algunos puntos de la zona suroccidental se observa direcciones N 10-20° E.

En el cuadrante noroccidental de la Hoja se observan dos grupos de directrices: NO-SE y NE-SO. En el primer grupo se incluyen todos los diques de direcciones N 135°, N 120° y N 110° E. Los cuales representan en realidad una directriz ONO-ESE. Según la directriz NE-SO se han observado diques de direcciones desde N 20° a N 60° E, lo cual coincide también con la forma de los cuaternarios del Valle de Santiago, algunos de los cuales están levantados respecto al valle actual. Todas las direcciones del Valle de Santiago están alineadas con el Roque Blanco y el Roque de Tomás Seche. En la cabecera del Valle de Santiago, junto al Portillo de Erjos, la carretera corta un dique brechificado de composición fonolítica, relacionado probablemente con la intrusión del Roque de Tomás Seche. La dirección del dique brecha es N 120° E, lo cual coincide con las directrices estructurales de la isla; conjugándose en esta zona las dos directrices fundamentales de la isla según HERNANDEZ PACHECO (1979).

En el área oriental de la Hoja tan sólo se pueden señalar como accidentes tectónicos las posibles alineaciones de conos volcánicos que pueden corresponder con fracturas en profundidad.

4.2 DISTRIBUCION DE LOS CENTROS DE EMISION DE LA SERIE II

Los conos volcánicos de Serie III aparecen distribuidos por casi todo el ámbito de la Hoja, encontrándose la mayor parte de ellos en una franja según la diagonal NO-SE. Esta distribución nos indica que según esta dirección puede existir una fractura en profundidad. Por tratarse de conos de Serie III, la alteración ha actuado notablemente sobre ellos y en muchos casos es difícil establecer correlación entre unos y otros, ya que además las coladas históricas y subhistóricas las han recubierto parcialmente y en muchos casos han quedado reducidos a meros «islotes» en medio de un malpaís subhistórico. Este es el caso de la Monaña de las Flores situada en medio de las coladas de traquibasaltos de Montaña Reventada.

A pesar de lo expuesto anteriormente se puede concluir que éstos se alinean según direcciones próximas a N 120° E, esto es, ONO-ESE. Esta directriz volcano-tectónica coincide con la disposición de las islas de la Palma, Tenerife y Gran Canaria (ESNAOLA et al., 1985).

En el extremo NO de la Hoja, en el Valle del Palmar, se sitúan 3 conos según una dirección próxima a N-S.

4.3 DISTRIBUCION DE LOS CENTROS DE EMISION DE LA SERIE IV

En la Hoja objeto de estudio se halla el campo de volcanes recientes más importante de la isla. Estos se sitúan en la ladera occidental de Pico Viejo, cuya caldera se sitúa a tan sólo 2,5 km. del límite de la Hoja.

La alineación de los conos en el SE del área cartografiada es E-O para los conos de: Samara, Volcán de la Botija y Montaña Reventada, mientras que la mayoría de los volcanes de esta serie se sitúan según una dirección SE-NO, como es el caso de los conos del Cascajo, Boca Cangrejo, Montañas Negras, Bilma, etc. (los cuales se orientan en N 60° O aproximadamente); esta directriz estructural concuerda con la denominada «atlántica» por HERNANDEZ PACHECO (1979).

En el caso de los dos conos históricos no se observa una relación clara entre uno y otro; sin embargo, en el volcán de Montaña Negra han sido citadas por CABRERA (1981) fisuras de dirección N 148° E y N 162° E que pueden orientarse en cierto modo con el edificio del Chinyero. Este último volcán está situado inmediatamente al NO de un pequeño conito de piroclastos contemporáneo con él, pudiendo establecerse una alineación desde el Chinyero con el barranco de Abeque (posible fractura), Montaña Reventada y Volcán de Chahorra o narices del Teide.

En general, se puede concluir que la mayoría de los conos históricos y subhistóricos se alinean con las directrices «atlánticas» de la isla.

5 GEOMORFOLOGIA

Dentro de la Hoja de Santiago del Teide, desde un punto de vista geomorfológico se pueden definir dos dominios claramente opuestos, separados entre sí por el Valle de Santiago del Teide: dominio occidental de la Península de Teno, y dominio oriental del edificio central de la isla.

El área occidental, ocupada por la Serie I, se puede subdividir a su vez en dos sectores: el costero y la zona interior. En términos generales, esta área se caracteriza por el desarrollo de una intensa red de barrancos muy encajados, que son el resultado de la erosión del Macizo de Teno, ocasionada por periódicos pero rápidos levantamientos del nivel de base en este área, como prueba la existencia de horizontes de playa levantados, visibles en el acantilado.

El sector costero presenta un relieve estructural con pendientes de tipo cuesta, inclinados unos 20-25° generalmente hacia el exterior del Edificio Carrizales-Masca. Esta inclinación es la original de las coladas que buzan hacia el mar, a favor de la cual se ha encajado la red hidrográfica principal, que

adopta en algunos puntos una disposición casi radial. Los acantilados se sitúan preferentemente en la parte suroccidental, conformando un modelado costero claramente destructivo sin que exista construcción de ninguna nueva plataforma como sucede en las costas septentrionales de Teno y en otros lugares de la isla. Estos acantilados tienen escarpes verticales de varios cientos de metros de altura, que van retrocediendo progresivamente por la erosión marina.

Existen tan sólo dos pequeñas playas situadas en la desembocadura de los barrancos.

En el relieve de la Serie I destacan visiblemente los dos pitones fonolíticos del Roque Blanco y Tomás Seche. En ambos, la competencia de estas rocas es mucho mayor que la de los basaltos de la Serie I, si bien destaca más el Roque Blanco, ya que al no estar cubierto de vegetación sobresale más con su color claro.

Dentro de este dominio occidental, se observa que la erosión ha afectado más intensamente al área meridional, la cual está compuesta por alternancias de coladas delgadas y piroclastos que han favorecido su erosión. Estos materiales son los que se encuentran más intruidos por diques, la mayoría subverticales, que cortan a las coladas y escorias. En general, estos diques, por su mayor resistencia a la erosión, pueden formar pequeñas crestas que condicionan, en determinados casos, la aparición de barrancos subsidiarios.

Hacia el interior del sector descrito anteriormente se puede separar una zona morfológica ocupada, en términos generales, por la Formación tabular (10). Este área corresponde a una meseta subhorizontal o ligeramente basculada al norte, de tipo «plateau», encontrándose actualmente los cerros testigos «enrasados» a la altura del orden de 1.200 m., los cuales se extienden desde las cumbres de Baracán hasta la zona de la Montaña del Agua. Hay que destacar que de esta superficie sobresale el vértice topográfico Gala (1.348). La erosión ha afectado menos a esta área, desarrollándose valles más abiertos y laderas en graderío. Estas laderas se han formado debido a la diferencia de competencia a la erosión entre las coladas y sus bases fragmentarias.

Un accidente morfológico de importancia es el valle del Palmar, situado en el cuadrante NO. Este valle, abierto hacia el norte, quedó prácticamente cerrado a consecuencia de las emisiones de la Serie III, que tuvieron lugar en las Portelas del Palmar. Concretamente este último edificio (Montañetas del Palmar) se alza con una altura de más de 100 m. desde el fondo del valle, quedando al sur y oeste de él una pequeña cuenca endorreica en la que se acumularon sedimentos finos (limos pardos) y también arenas y gravas.

El Valle de Santiago del Teide sirve de separación a los dos dominios señalados. Se trata de un valle abierto hacia el sur, cuya cabecera se sitúa en el Portillo de Erjos, a 1.119 m. de altura, que desciende hacia el mar

justo hasta el acantilado de los Gigantes. Debía tratarse de un valle mucho más profundo que posteriormente ha sido rellenado por los materiales de la Serie II y por las Series III y IV, tal y como se observa en Tamaimo. En la parte inferior de este valle, en su margen oriental, quedan aún como cerros testigos de la Serie I los relieves de Arguayo-Montaña de La Hoya y el vértice Angel, los cuales han sido rodeados por las emisiones de la Serie IV.

En el dominio oriental, la emisión de los materiales de las Series III y IV suponen erupciones centralizadas que se desarrollan sobre un relieve en cuesta preexistente, perteneciente al Estratovolcán Tide-Pico Viejo. Este hecho ha dado lugar a un paisaje volcánico típico, con aparición de numerosos centros de emisión (conos de tefra), de los cuales surgieron coladas que rellenaron valles antiguos y provocaron un rejuvenecimiento generalizado del relieve que aún perdura. En esta morfología faltan barrancos propiamente dichos y no existe una red de drenaje jerarquizada. Se observan, eso sí, ligeros abarrancamientos relacionados directamente con la morfología diferencial impuesta por las coladas de traquitas de Roques Blancos, las cuales, debido a su gran potencia y a presentar direcciones a favor de la pendiente, dejan entre sí estas pequeñas depresiones a modo de torrenteras.

6 PETROLOGIA

6.1 SERIE I

Los materiales que forman esta serie son, casi en su totalidad, términos basálticos con variaciones relativas en el contenido de olivino, augita y plagioclasa, que dan origen a la aparición de varios tipos distintos. Solamente hay que considerar, de momento, dos excepciones a esta regla planteados por la presencia de rocas traquibasálticas-fonolíticas en los niveles altos de la Formación tabular de Montaña de La Hoya, y la colada con afinidades «limburgíticas» que lleva acumulados peridotíticos, localizada en los cerros de la Cordillera, 1 km. al sur del Caserío de Masca.

Considerando individualmente los tramos, no puede decirse que se caractericen por la presencia exclusiva de uno u otro tipo de basaltos dentro de ellos, pues en todos suelen aparecer cualquiera de los términos distinguidos, aunque, eso sí, con ligeras restricciones. Según esto último hay una cierta tendencia a que algunos tipos aparezcan más frecuentemente en un tramo que en otro. Así, los basaltos plagioclásicos son más abundantes en el tramo inferior del Edificio Carrizales-Masca que en el resto. También los términos basálticos con biotita corresponden a coladas, generalmente olivínicos, de la Formación tabular superior, no habiéndose observado este mineral en

ninguna de las otras coladas muestreadas. Esto no significa que no vayan a existir en otros tramos, pues un muestreo más detallado podría descubrirlas, pero lo que sí parece cierto es que estadísticamente tiende a ser más frecuente en las coladas tabulares.

6.1.1 EDIFICIO CARRIZALES-MASCA

6.1.1.1 **Materiales del tramo inferior**

Se han distinguido principalmente cuatro tipos basálticos: basaltos plagioclásicos, basaltos olivínico-piroxénicos, basaltos con plagioclasa y piroxenos, vitrófidos basálticos. Existen, como es normal, términos transicionales entre uno y otro pero que, por un sentido práctico de clasificación, se han englobado en alguno de los tipos definidos.

Basaltos plagioclásicos.—Son bastante abundantes en este tramo, y puede decirse que constituyen una de las rocas tipo del mismo. Presentan un grado de cristalinidad medio con texturas siempre glomeroporfídicas, seriadas de matriz microcristalina vesicular.

En algunos puntos aparecen microfragmentos de basaltos micro-criptocristalinos que dan origen a texturas de tendencia tobáceas.

Composicionalmente destacan los glomérulos de plagioclasa, formados por sinneusis de este mineral, que crecen radialmente a modo de rosetones. También pueden existir glomérulos policristalinos de plagioclasa-olivino y plagioclasa-augita, coexistiendo con los anteriores. Como fenocristales se encuentran, además de plagioclasa, frecuentes olivinos pequeños casi siempre iddingsitizados en su totalidad, y augitas poco titanadas. Las plagioclasas tienen una zonación oscilatoria marcada, pero visible solamente en algunas secciones. Presenta maclación con diversas leyes (albita, Carlsbad, periclina, entre otras), y su composición varía desde andesina a labradorita. La augita es bastante idiomorfa, y está poco maclada. El olivino es de menor tamaño que los dos minerales anteriores y casi siempre está iddingsitizado en su totalidad, dándose la circunstancia de que el grado de alteración es mayor cuanto más pequeños son los cristales.

La matriz está compuesta mayoritariamente por listones de plagioclasa, piroxenos y opacos. La plagioclasa está maclada y suele tener tendencia a los hábitos esqueléticos incipientes. El piroxeno es, la mayoría de las veces, una augita muy titanada con claros ejemplos de cristales esqueléticos, que no se ha vuelto a encontrar en ningún otro basalto de la Serie I. Hay que destacar que siempre que aparece esta augita en la matriz, el opaco es ilmenita con formas alargadas aciculares con crecimientos esqueléticos. Ejemplos buenos de estas rocas pueden verse en las laderas de la parte alta del Barranco del Retamar. Hay una variante en la composición de la matriz

que está representada por la presencia de pequeñas augitas poco o nada titanadas que coexisten con los clásicos y típicos gránulos idiomorfos-subidiomorfos de magnetita.

También en la matriz de estas rocas es frecuente la presencia de zonas vítreas intersticiales de color castaño, alteradas a veces a productos verdosos clorítico-serpentínicos.

Basaltos plagioclásicos-piroxénicos.—Realmente, son una variante con más piroxeno y sin casi glomérulos de plagioclasa de los basaltos plagioclásicos anteriores. La textura es porfídica, con fenocristales de augita microzonada, plagioclasa maclada en prismas menores (pocos glomérulos), y unos seudomorfos de opacos finamente divididos que pudieran corresponder a antiguos olivinos. La matriz sigue siendo de augita, plagioclasa, magnetita y zonas parduzcas vítreas (muy minoritarias).

Basaltos olivínico-piroxénicos.—Son rocas con grandes y abundantes fenocristales de olivino y augita de tendencia ankaramítica, muy típicos, no sólo en este tramo, sino a lo largo de todas las erupciones de la serie.

La textura es porfídica microcristalina muy homogénea y sin variantes traquitoides, lo que parece indicar que estos basaltos corresponden a emisiones tranquilas. Los fenocristales de olivino son subidiomorfos, con bordes que sufren la alteración de alta temperatura que supone la iddingsitización, y también la de baja temperatura representada por la serpentinización. La augita son cristales idiomorfos-subidiomorfos con microzonación, muy pocas maclas y algún borde titanado. También tiene recrecimientes de textura «jacketed» que engloban cristales de opacos y otros minerales. En la matriz destacan cristalitos de plagioclasa, opacos (magnetita), augitas, y apatitos aciculares.

Vitrófido basáltico.—Esta roca es la que forma la colada obsidiánica brechoide que aflora entre Cherfe y Masca. A nivel petrográfico también son visibles fragmentos rocosos pequeños que definen una textura del conjunto de tipo tobáceo. Si exceptuamos estos fragmentos, la roca tiene una típica textura vitrofídica con frenocristales de plagioclasa y augita, en una matriz perlítica marronácea. Los fragmentos rocosos son de basaltos olivínicos, y basaltos plagioclásicos afaníticos negruzcos muy vacuolares, entre otros. Los fenocristales de plagioclasa forman glomérulos y tienen una zonación oscilatoria marcada. La augita es idiomorfa-subidiomorfa poco maclada y casi sin zonación; algunos cristales tienen un bajo ángulo de extinción. Dentro de esta colada hay una variante criptocristalina con textura desvitrificada y con flujo acentuado marcado por las plagioclasas.

6.1.1.2 **Materiales del tramo medio**

Los productos piroclásticos (brechas principalmente) están compuestos

por basaltos alcalinos semejantes a los que se han descrito en el apartado anterior.

Las coladas son todas basálticas con términos piroxénicos, olivínicos y plagioclásicos iguales, a groso modo, que las del tramo inferior. Es decir, no hay un cambio composicional importante en la naturaleza de las emisiones salvo que parece decrecer algo la emisión de basaltos plagioclásicos.

6.1.1.3 **Materiales del tramo superior**

Aunque en este tramo no se observan variaciones importantes respecto al tramo inferior, se va ha hacer una descripción un poco amplia debido a la enorme extensión que tiene esta unidad volcánica, y a la buena exposición que ofrecen sus materiales a lo largo de los barrancos.

En términos generales se distinguen tres tipos de basaltos que son los que mayor número de veces aparecen: basaltos olivínico-piroxénicos, basaltos plagioclásicos, basaltos olivínicos microcristalinos. Todas las muestras estudiadas se han englobado en alguno de estos tipos aunque, como ocurre casi siempre, hay rocas que presentan composiciones intermedias a los definidos, planteando el eterno problema de marcar límites entre series continuas.

Basaltos olivínico-piroxénicos.—Existen términos con grandes cristales, del tipo ankaramítico, y otros más microporfídicos. Los primeros se caracterizan por tener una textura porfídica microcristalina en la que destacan los grandes cristales de olivino idiomorfo-subidiomorfo, parcialmente alterados a iddingsita, y de augita idiomorfa que, a veces, incluye olivino. También este mineral se encuentra microzonado y muy poco maclado. Por su parte, en algunos olivinos son visibles golfos de corrosión. La matriz está compuesta por listones de plagioclasa, augitas, algunos olivinos, y gránulos de magnetita con sus típicos hábitos idiomorfo-subidiomorfos de cubos, octaedros, etc... De manera intersticial se encuentran pequeñas zonas con carácter vítreo algo marronáceas.

En los términos sin grandes cristales, la textura es microporfídica simple o algo glomeroporfídica, microcristalina, más o menos vesicular. Los fenocristales de olivino están parcialmente o totalmente alterados a opacos finamente divididos. La augita es bastante idiomorfa y se presenta, a veces, en glomérulos. Está microzonada y tiene estructura en reloj de arena. La matriz está compuesta por augita, plagioclasa y opacos (magnetita generalmente). Las vacuolas están rellenas de ceolitas y, sobre todo, de prismas alargados de feldespato alcalino de tendencia potásica con macla de Carlsbad, a los que se asocia algún otro mineral pequeño anaranjado indeferenciado con hábitos aciculares o prismáticos largos. Ejemplos de estos rellenos pueden verse en algunas coladas de la zona entre la degollada de Cherfe y el Roque Blanco. También hay vesículas sin relleno mineral alguno.

Los dos tipos de basaltos descritos tienen una composición bastante común, e idéntica a la que luego aparece en las coladas de la Formación Tabular superior. Volumétricamente también son los términos más abundantes de todos los que constituyen la Serie Antigua, por lo que se podría decir con cierta seguridad que el magma primario más frecuente en esta zona debió ser el basalto olivínico-piroxénico. Tal vez este basalto tuvo como acompañantes algunas de las coladas más básicas de basaltos olivínicos, y las de basaltos piroxénicos o traquibasaltos.

Basaltos plagioclásicos.—Están repartidos por todos los sectores donde aflora este tramo, desde Erjos hasta el barranco de La Mancha de los Díaz, y demás zonas. Son exactamente iguales a los que van incluidos en el tramo inferior, por lo que en aquellas áreas donde se ponen en contacto ambos tramos resulta difícil marcar el límite de ellos, cuando son estos basaltos plagioclásicos los que se encuentran en el supuesto contacto. Esta dificultad se presenta, sobre todo, a lo largo del barranco de Masca, y supone un grado de incertidumbre bastante difícil de soslayar.

Presentan una textura glomeroporfídica microcristalina con cierto flujo traquitoide. Los glomérulos son abundantes y están formados por plagioclasa que, a su vez, pueden disponerse también formando crecimientos en sinneusis. Esta plagioclasa está muy fresca y presenta zonación oscilatoria débilmente marcada, y visible sólo en algunas secciones del cristal. Su composición es andesina-labradorita y, en ocasiones, lleva inclusiones vítreas oscuras dispuestas zonalmente. El olivino también está en fenocristales, aunque en menor cantidad y tamaño bastante más pequeño. Suele estar parcial o totalmente alterado a iddingsita. Los fenocristales de augita sólo aparecen en algunas muestras. Son prismas aislados, exhiben una débil zonación oscilatoria y estructura en reloj de arena. La matriz está integrada por listones de plagioclasa, augita y granos de opacos. Con carácter secundario y tardío hay rellenos de carbonatos, feldespato potásico, y alteraciones serpentínicas.

Basaltos olivínicos microcristalinos.—Son términos con muy pocos fenocristales, de carácter microporfídico y matriz ligeramente traquitoide. Corresponden en el campo a coladas afaníticas. Los olivinos son pequeños, con hábitos a veces esqueléticos, y destacan ligeramente de la matriz. También hay, en cantidades menores, algún fenocristal de augita. La matriz es rica en augita, opacos y plagioclasa en listones.

Lo descrito previamente corresponde a las coladas, pero también se poseen muestras de algunas escorias de los centros piroclásticos. Concretamente, escorias tomadas de la parte alta de Masca, están compuestas por basaltos con plagioclasa-olivino-augita de matriz microcristalina. La augita de la matriz es titanada y va asociada con opacos alargados de tendencia esquelética tipo ilmenita.

6.1.1.4 **Brecha basáltica polimíctica**

Es una roca con un nivel de fragmentación seriado que va desde monocristales rotos hasta fragmentos rocosos (siempre basálticos) de todos los tamaños centi y decimétricos. Todo el conjunto está bastante soldado con una disposición interna caótica.

La textura es brechoide con matriz tobácea, en la que destacan pequeños fragmentos basálticos y cristales de augita y plagioclasa. Los fragmentos de basalto, más o menos vacuolares tienen diversas composiciones y cristalinidad. Se puede decir que existen todos los tipos que aparecen en el tramo inferior (incluyendo también parte de los diques básicos emitidos hasta entonces), pues hay basaltos plagioclásicos con augita (a veces titanada), basaltos piroxénicos con matriz negruzca algo plagioclásica, basaltos ankaramíticos de grandes cristales, basaltos plagioclásicos microporfídicos negruzcos, etc... La matriz interfragmentaria es bastante oscura con ligera textura tobácea como se dijo antes. En ella destacan fenocristales de augita y plagioclasa dentro de una pasta oscura cripto-microcristalina también basáltica.

6.1.2 FORMACION TABULAR SUBHORIZONTAL

El conjunto de coladas muestreadas pertenecen, en síntesis, a cinco tipos de basaltos distintos, aunque algunos de ellos pueden considerarse variaciones de otros. A pesar de todo, describiremos a continuación estos tipos basálticos que están representados por: Basaltos olivínico-piroxénicos, basaltos olivínicos, basaltos microcristalinos no porfídicos, basaltos piroxénicos, basaltos piroxénico-anfibólicos. Además de las coladas basálticas, se encuentran también niveles de traquibasaltos-fonolitas máficas que son las que se han individualizado en la cartografía debido al cambio composicional que supone su presencia.

Basaltos olivínico-piroxénicos.—Son muy abundantes y dentro de ellos pueden distinguirse dos grupos: los de grandes fenocristales de tendencia ankaramítica y los poco porfídicos menos ankaramíticos. En los primeros destacan fenocristales de olivino idiomorfo-subidiomorfo, y de augita idiomorfa (a veces incluyendo olivinos) con algunos bordes titanados y frecuente microzonado. En las variedades más cristalinas puede haber incluso algún microfenocristal de opacos. La matriz es microcristalina compuesta por augita, plagioclasa y opacos.

El grupo de los basaltos poco porfídicos tiene texturas porfídicas con matriz a veces traquitoide. Los fenocristales son, igualmente, de olivino y augita. El olivino suele estar parcialmente alterado a iddingsita o serpentina. La augita es semejante a la anterior y está muyo poco maclada, dándose la circunstancia de que cuanto más titanado es el borde, las augitas

de la matriz son también más titanadas. La matriz está compuesta por listones de plagioclasa, augita y opacos. En los términos más titanados los opacos son alargados del tipo ilmenita y algunas augitas presentan hábitos esqueléticos. En la matriz se encuentran también zonas puntuales de vidrios pardos intersticiales.

En el área de la Montaña del Agua hay coladas particulares en donde los cristales de olivino han sido sustituidos totalmente por un agregado seudomórfico de cristales de opacos en «criba» sobre fondo de clinopiroxeno, a los que se asocia un mineral marrón-carmín tipo anfíbol secundario sin identificar. La matriz es microcristalina con variantes cirptocristalina en los que tienen incipientes núcleos de biotita.

Basaltos microcristalinos.—Corresponden a las coladas afaníticas de campo. Realmente son basaltos olivínico-piroxénicos no porfídicos, compuestos por olivino, augita, plagioclasa y opacos. Generalmente la textura es microcristalina ligeramente traquitoide, con algunas variantes criptocristalinas en los que destacan diminutos listones de plagioclasa. Hay también algunas coladas en las que se encuentran escasos y pequeños fenocristales de augita, sin que lleguen nunca a constituir una verdadera textura porfídica. Es un dato a destacar la presencia en ocasiones de olivinos esqueléticos, y de incipiente biotita. Con carácter secundario hay vesículas rellenas de carbonato.

Basaltos olivínicos.—Son bastantes las coladas que presentan esta composición, y se caracterizan muchos de ellos por tener frecuente biotita en incipiente nucleación dentro de la matriz. Son coladas muestreadas hacia la base del apilamiento tabular e incluyen los términos con acumulados peridotíticos.

Por lo general presentan una textura porfídica microcristalina con diverso grado de cristalinidad. Hay variedades con pocos fenocristales y vesiculares. Los fenocristales son de olivino subidiomorfo, alterados a veces a serpentina y parcial o totalmente iddingsitizados. Igualmente pueden estar alterados a gránulos de opacos en sus bordes. De manera aislada puede haber algún fenocristal de augita. Un caso particular lo pueden constituir dos coladas que presentan abundantes microfenocristales de olivino esquelético, y que afloran, una en la base del vértice Angel (sur de la Hoja), y otra en la parte más alta del vértice Gala, justo en el Repetidor.

La matriz de estos basaltos está compuesta por augitas muy poco titanadas, listones de plagioclasa y opacos. La biotita está en cantidades accesorias y nucleándose de forma poiquilítica intersticial. También intersticialmente, pero con carácter secundario, se encuentra carbonato.

Como caso excepcional de composición conviene citar una de las coladas que lleva acumulados peridotíticos. Son basaltos muy ricos en olivino, piroxeno y opacos, con poca plagioclasa (que además está en incipiente formación), cuya asociación mineralógica tiende a parecerse más a términos

limburgíticos que a basaltos propiamente dichos. Este sería un punto importante a desarrollar en posteriores trabajos sobre esta serie.

Basaltos piroxénicos.—Son muy poco frecuentes, y verdaderamente constituyen variaciones piroxénicas de los términos anteriores. Tienen una textura microporfídica microcristalina ligeramente traquitoide, con fenocristales pequeños de augita poco titanada en una matriz compuesta mayoritariamente por listones de plagioclasa seriada, piroxenos y opacos. De manera escasa hay olivinos.

Basaltos piroxénicos-anfibólicos.—Este tipo de coladas está poco representada frente a los términos anteriores. Son basaltos microporfídicos de matriz microcristalina vesicular algo tobácea, ya que aparecen pequeños fragmentos subredondeados de basaltos criptocristalinos. Los fenocristales son de augita ligeramente titanada con zonado en reloj de arena. El anfíbol está en cristales idiomorfos marrones y es del tipo hornblenda basáltica. En cantidades accesorias hay algo de olivino pequeño. La matriz está formada por augita, plagioclasa y opacos.

Traquibasaltos-fonolitas máficas.—Constituyen los niveles gris claro de los potentes planchones de Arguayo y Montaña de La Hoya. Son rocas con textura microporfídica traquitoide ricas en componentes feldespáticos. Los fenocristales son escasos, y los constituyen augita ligeramente egirínica, plagioclasa y algún cristal aislado de anfíbol marrón intensamente reabsorbido a opacos y piroxeno. Esta transformación puede ser total quedando entonces un seudomorfo de opacos granulados finamente divididos. La matriz es rica en listones de plagioclasa, con cantidades menores de piroxeno y opacos. No se ha encontrado hasta ahora haüyna.

Como minerales accesorios están, esfena idiomorfa en cristales pequeños sueltos o tendiendo a agregarse junto al piroxeno, y apatitos prismáticos cortos muy anubarrados por inclusiones diminutas, que le producen un aspecto semejante al de haüyna con la cual se podrían confundir.

6.1.3 DIQUES

6.1.3.1 **Diques básicos**

Como cabe esperar, están compuestos por los mismos tipos de rocas descritos en las coladas de la Serie I. Todos los diques muestreados tienen composiciones basálticas o traquibasálticas. Los términos más comunes son los basaltos microcristalinos piroxénicos con cantidades muy variables de olivino. Hay también basaltos ankaramíticos de grandes cristales y, en poca cantidad, basaltos plagioclásicos.

Basaltos microcristalinos.—En general, hay bastantes tendencias traquibasálticas en muchos de ellos. Las texturas pueden derivar hasta criptocristalinas, sobre todo cuando el dique es estrecho. Son rocas de textura traqui-

toide ricas en plagioclasa con muy escasos y pequeños fenocristales de este mismo mineral dentro de una matriz con plagioclasa, augita y opacos. En ella hay también zonas locales marrones anaranjadas de supuestos vidrios alterados, y carbonato intersticial. En los términos más afaníticos negruzcos, destacan pequeños microlitos de plagioclasa con tendencias esqueléticas incipientes, al igual que en algunos pequeños olivinos.

Basaltos ankaramíticos.—Son idénticos a los de las coladas ya descritas. Destacan fenocristales de olivino y augita en una matriz microcristalina de augita, plagioclasa y opacos.

Basaltos plagioclásicos.—Como los anteriores, también son términos iguales a los de las coladas plagioclásicas. Las texturas son glomeroporfídicas microcristalinas, con glomérulos monocristalinos de plagioclasa en rosetones, o policristalinos de plagioclasa-augita-olivino. Hay igualmente, fenocristales más pequeños de olivino bastante fresco o solamente serpentinizados sin la intensa iddingsitización que presentan en las coladas. La matriz tiene augita (en algunas zonas muy titanada), plagioclasa y opacos (gránulos de magnetita o cristales alargados de ilmenita en las áreas más titanadas). También se encuentran intersticios de serpentina y vidrios alterados marronáceos, así como rellenos tardíos de carbonatos. Hay algunos términos porfídicos sin olivino y con pocas plagioclasas con textura traquitoide marcada por la abundante plagioclasa.

6.1.3.2 **Diques sálicos**

Los hay de dos tipos: los traquibasaltos anfibólicos-fonolitas máficas, y los propiamente fonolíticos. Los primeros son transicionales hacia los diques típicamente básicos. Presentan una textura microporfídica traquitoide con fenocristales pequeños y escasos de plagioclasa, anfíbol marrón reabsorbido y augita-egirínica. La matriz es rica en plagioclasa, con cantidades menores de augita y opacos.

Las fonolitas tienen una textura microporfídica traquitoide con fenocristales de plagioclasa-anortoclasa, en una matriz preferentemente feldespática con listones de sanidina y cristales menores de egirina y opacos. Como accesorio está la esfena.

6.2 PITONES FONOLITICOS

Generalmente son más cristalinos que muchos basaltos, pues no presentan texturas afaníticas propiamente dichas. La textura más común es siempre la microporfídica traquítica. A nivel microscópico no se aprecia en las rocas del Roque Blanco un cambio composicional de importancia, ni siquiera en

el grado de alteración, entre las partes frescas que configuran las orbículas vistas «de visu» y las zonas alteradas.

Los fenocristales más frecuentes son de anortosa-plagioclasa y sanidina idiomorfa, que marcan el flujo. En cantidades menores también se encuentran cristales idiomorfos-subidiomorfos de augita-egirina zonada, con tonos que varían entre el verde botella y el marrón. En el pequeño asomo fonolítico al oeste del Roque de Tomás Seche, hay fenocristales de oxihornblenda marrón con fuerte borde de reabsorción a opacos y piroxenos.

La matriz de estas fonolitas está compuesta principalmente por microlitos de feldespato alcalino. La haüyna es escasa y de pequeño tamaño teniendo un color muy azulado en el Roque Blanco, mientras que en Tomás Seche es incolora pero con núcleo gris anubarrado debido a la multitud de inclusiones diminutas. De manera accesoria hay prismas pequeños de apatito muy anubarrado también. La esfena es poca y se presenta en cristales idiomorfos romboidales con ligero pleocroísmo en tonos sepias. Los opacos, de tamaño mediano, son muy escasos. Como mineral secundario hay que destacar la epidota granular, bastante frecuente en Tomas Seche.

6.3 SERIE III

6.3.1 COLADAS BASALTICAS, TRAQUIBASALTOS SUBORDINADOS

Las rocas pertenecientes a este apartado están constituidas esencialmente por rocas basálticas olivínico-augíticas o augítico-olivínicas y, en menor proporción, por estas mismas rocas con plagioclasa, y por traquibasaltos.

Los basaltos olivínico-augíticos preesntan texturas porfídicas microcristalinas que en ocasiones pueden ser glomeroporfídicas o de matriz intersertal. Algunas veces pueden ser de carácter vacuolar. Están constituidos por fenocristales no muy abundantes de olivino y, en menor proporción, de augita, pudiendo llegar a faltar los de ésta. Son fenocristales en general pequeños, que algunas veces pueden llegar hasta los 3 mm.; son idiomorfos, presentándose los de olivino raramente iddingsitizados a diferencia de los de los basaltos de la serie antigua. La augita es de carácter titanado, a menudo se presenta maclada y con zonados concéntricos, en reloj de arena o de otro tipo. Los opacos aparecen siempre como microfenocristales, además de los presentes en la matriz. Esta está constituida por abundante augita y plagioclasa (en pequeños listones maclados). El olivino siempre está presente, a menudo con hábito esquelético. En ocasiones se puede observar la presencia de vidrio castaño intersticial. El apatito aparece como mineral accesorio y con frecuencia en forma de cristales aciculares incluido en la plagioclasa.

Los basaltos augítico-olivínicos muestran el mismo tipo de texturas que los descritos, con frecuencia glomeroporfídicas. Los fenocristales de augita son bastante más abundantes que los de olivino, muy pequeños y a menudo asociados en glomérulos con opacos o plagioclasa. También se aprecian algunos fenocristales idiomorfos de plagioclasa, además de los de minerales opacos. La matriz es microcristalina y suele ser de tamaño de grano algo más fino que la descrita para los basaltos olivínico-augíticos, con mayor proporción de plagioclasa y con algunas heterogeneidades texturales.

Tanto en unos basaltos como en los otros, puede aumentar la proporción de fenocristales de plagioclasa, siendo generalmente los más vacuolares. Esta aparece en pequeños prismas intensamente maclados.

Los términos traquibasálticos de esta unidad son muy afaníticos, mostrando texturas microcristalinas con algún fenocristal o microporfídicas. Los fenocristales (muy escasos o ausentes) pueden ser de: plagioclasa, con formas prismáticas, maclada y, en ocasiones, corroída por la matriz; de augita, que puede estar ausente o ser relativamente abundante y forma cristales idiomorfos de pequeño tamaño que muestran zonados complejos; de opacos, que aparecen como microfenocristales idiomorfos o como fenocristales pequeños, a menudo con hábito esquelético; de hornblenda basáltica, que aparece muy esporádicamente, transformándose a minerales opacos; o de olivino, que se presenta muy raramente en forma de microfenocristales. La matriz presenta abundantes microlitos de plagioclasa maclada, cristalitos alargados de augita y opacos, que en ocasiones son abundantes y pulverulentos, siendo posiblemente en parte producto de la transformación de la hornblenda basáltica. El olivino está presente en la matriz en raras ocasiones. El apatito es el único accesorio observado. Se aprecian frecuentemente ciertas heterogeneidades de coloración y textura en la matriz, con pequeños autolitos, bandeados, etc...

En los conos correspondientes a las coladas descritas se repiten los mismos tipos litológicos mencionados, tanto en lo referente a los basálticos como a los traquibasálticos.

6.4 **SERIE IV**

6.4.1 MATERIALES DE ERUPCIONES SUBHISTORICAS

6.4.1.1 **Traquibasaltos del estratovolcán de Pico Viejo**

Estas lavas están constituidas por rocas traquibasálticas con cierta tendencia traquítica. Muestran unos caracteres bastante homogéneos, con texturas porfídicas afieltradas, a menudo con orientación de flujo en la matriz, pudiendo ser vacuolares o no.

Los fenocristales son poco abundantes y de pequeño tamaño, excepcio-

nalmente los de anortoclasa, que son los más desarrollados, pueden alcanzar los 3-4 mm. Muestran formas prismáticas, idiomorfas, maclado polisintético y normalmente aparecen corroídos por la matriz. La plagioclasa es menos frecuente como fenocristal, pero mucho más abundante en la matriz como microlitos. La augita también está presente siempre en los fenocristales, es de menor tamaño, idiomorfa, a menudo maclada y con zonación en reloj de arena; en algunas muestras aparece en forma de microfenocristales. En la matriz se presenta en forma de cristalitos alargados. Se ha observado también hornblenda castaña en fenocristales aislados de formas alargadas y con coronas de opacos pulverulentos producto de su transformación. Los minerales opacos se presentan como microfenocristales idiomorfos, siendo algunas veces relativamente abundantes en la matriz. El olivino, salvo alguna excepción, está siempre en la matriz en escasa proporción de forma intersticial como diminutos cristales idiomorfos esqueléticos. Alguna vez la matriz puede llevar vidrio intersticial de tonalidad castaña, así como óxidos de hierro. Como minerales accesorios sólo se ha encontrado el apatito.

La matriz (bastante fina) presenta normalmente heterogeneidades texturales y de coloración, con presencia de autolitos.

6.4.1.2 **Coladas de traquibasaltos. Traquitas máficas**

Estas coladas están constituidas por rocas que pueden ir desde traquibasaltos, con más o menos tendencia traquítica, hasta distintos tipos de traquitas máficas. Cuantitativamente son más importantes los términos traquibasálticos.

Las texturas de estos traquibasaltos son microcristalinas con algunos fenocristales o sin ellos, afieltradas, con orientación de flujo. Pueden a veces ser vacuolares o escoriáceas.

Los fenocristales, cuando aparecen, son muy escasos y aislados. Son de plagioclasa idiomorfa, maclada y generalmente corroída por la matriz; de hornblenda basáltica alterándose por sus bordes a minerales opacos; augita egirínica idiomorfa, con algunos cristales maclados, y de minerales opacos idiomorfos que aparecen en forma de microfenocristales.

La matriz a menudo presenta heterogeneidades de coloración y textura, con zonas con mayor o menor proporción de opacos, autolitos, bandeados más o menos vacuolares, etc... La plagioclasa es un componente muy importante de la matriz, mostrándose en forma de microlitos muy finos, a menudo orientados. Los opacos son abundantes, en muchos casos pulverulentos, producto de la desestabilización de los anfíboles. La augita, también presente siempre en la matriz (aunque menos abundante), se la puede observar con formas aciculares o de cristalitos alargados. El olivino no siempre se encuentra en la matriz; cuando lo hace suele mostrar hábito esquelético. En alguna ocasión se encuentra vidrio intersticial de tonalidad castaña. Como

minerales accesorios únicamente se puede citar el apatito que exhibe secciones hexagonales, pudiendo alguna vez estar incluido en forma de agujas en la plagioclasa.

En continuidad composicional con estas rocas se llega a términos más traquíticos (traquitas máficas) entre los que a su vez se pueden diferenciar dos grupos que, entre otras cosas, se distinguen entre sí por la presencia o ausencia de olivino.

Las rocas del primer grupo (ausencia de olivino) se caracterizan por tener texturas porfídicas microcristalinas o criptocristalinas afieltradas, más o menos vítreas y más o menos vacuolares.

Los fenocristales son pequeños o muy pequeños, siendo los más desarrollados los de anortoclasa que, como máximo, pueden llegar a medir 2 mm. Estos aparecen fuertemente corroídos por la matriz. La plagioclasa se presenta en fenocristales idiomorfos maclados y, a menudo, como microfenocristales. La hornblenda basáltica es relativamente abundante y bastante fresca. La augita es de tipo egirínico y se presenta en pequeños fenocristales. Los cristales de minerales opacos también son idiomorfos.

La matriz puede ser en ocasiones bastante vítrea, con un vidrio de tonos castaños. La plagioclasa de la matriz aparece en forma de finísimos microlitos, la augita con hábito acicular y los opacos, a menudo pulverulentos, son relativamente abundantes. Como minerales accesorios se puede citar el apatito y la biotita intersticial, presente en algunos casos. Algunas muestras presentan heterogeneidades texturales en la matriz.

El segundo tipo de traquitas máficas ofrece texturas porfídicas traquíticas, afieltradas y más o menos vacuolares.

Los fenocristales son poco abundantes, siendo los más desarrollados los de anortoclasa, que pueden alcanzar hasta 4-5 mm. Estos son prismáticos, con maclas polisintéticas y muestran una fuerte corrosión por la matriz. La augita egirínica, con tamaños mucho menores (0,8 mm. como máximo) y menos abundante, aparece bajo formas idiomorfas y, a veces maclada. Los fenocristales de plagioclasa, que pueden estar ausentes, también se caracterizan, como los de anortoclasa, por estar más desarrollados que el resto, ser idiomorfos y estar reabsorbidos por la matriz. También se observan fenocristales de opacos y hornblenda muy escasa, de pequeño tamaño. Alguna vez se puede apreciar algún fenocristal de olivino.

La matriz, con mayor o menor proporción de vidrio castaño o sin él, está constituida fundamentalmente por listones de plagioclasa maclada y anortoclasa con orientación de flujo. En mucha menor proporción aparece augita egirínica en forma de agujas y cristalitos alargados, opacos y cristalitos idiomorfos de olivino con hábito esquelético. El apatito se presenta como mineral accesorio, así como la biotita que, cuando aparece, lo hace intersticialmente.

Los materiales escoriáceos de los edificios de estas coladas tienen unos caracteres similares a las primeras rocas traquibasálticas descritas.

6.4.1.3 **Coladas de basaltos y traquibasaltos**

Estas coladas están constituidas por rocas basálticas augítico-olivínicas u olivínico-augíticas (más abundantes las primeras) y traquibasálticas.

Los basaltos muestran una textura porfídica microcristalina, con fenocristales poco abundantes y de pequeño tamaño, generalmente inferiores a 1 mm. En alguna ocasión se pueden agrupar en glomérulos, definiendo texturas glomeroporfídicas típicas.

Los fenocristales más abundantes son los de olivino y augita, predominando indistintamente unos u otros. La augita aparece con cristales idiomorfos o subidiomorfos, a menudo presenta zonados complejos, concéntricos y en reloj de arena; alguna vez está maclada y, a menudo, presenta una tonalidad rosácea debida al alto contenido en Ti. Los fenocristales de olivino en general están frescos y raramente iddingsitizados, siendo idiomorfos o subidiomorfos. Cuando existen fenocristales de plagioclasa y opacos, son mucho menos importantes que los de augita y olivino. Los de aquélla suelen ser prismáticos, maclados, de tamaño muy pequeño, a menudo como microfenocristales. Los de minerales opacos son también muy escasos, idiomorfos y siempre en forma de microfenocristales.

La matriz suele ser de tamaño de grano muy fino, a menudo con orientación de flujo. Está formada por pequeños listoncitos de plagioclasa orientados y maclados, augita en cristalitos alargados, opacos más o menos abundantes, y olivino generalmente de hábito esquelético. Se puede apreciar alguna vez vidrio intersticial de tonalidad castaña. El apatito se presenta como mineral accesorio y es frecuente verlo incluido, con hábito acicular, en los cristales de plagioclasa de la matriz.

Las rocas traquibasálticas parecen mostrar una ligera tendencia a localizarse con mayor frecuencia en la zona de la montaña de Samara.

Su textura es generalmente porfídica microcristalina vacuolar. Puede ser afieltrada y, en alguna ocasión, microporfídica. A veces los fenocristales son prácticamente inexistentes. Hay también variedades con textura porfídica seriada en la que los fenocristales son de tamaño muy pequeño.

Se aprecian fenocristales prismáticos de plagioclasa, maclados, orientados y alguna vez reabsorbidos por la matriz. Mucho menos abundantes son los de augita, que aparecen como cristales idiomorfos o subidiomorfos, de pequeños tamaños y alguna vez zonados. Los opacos son idiomorfos, mostrándose siempre como microfenocristales. En algunas muestras se puede observar algún fenocristal de hornblenda castaña, de tamaño pequeño y siempre con coronas de opacos pulverulentos o totalmente desestabilizados; también ocasionalmente puede existir algún fenocristal de anortoclasa.

La matriz está constituida por abundantes microlitos de plagioclasa maclada, a menudo orientados; menos abundante es la augita que muestra pequeños cristalitos alargados; los minerales opacos con frecuencia son pulverulentos y relativamente abundantes; el olivino es muy escaso o inexistente. En alguna ocasión se puede apreciar algo de vidrio intersticial de color castaño. El apatito figura como mineral accesorio y se le puede ver con un hábito acicular incluido en los cristales de plagioclasa.

Las muestras tomadas en conos correspondientes a estas coladas son escorias traquibasálticas con abundantes microfenocristales de plagioclasa.

6.4.1.4 **Coladas de traquitas-fonolitas máficas**

Petrográficamente las rocas de este grupo son de carácter traquítico máfico. Su textura es porfídica microcristalina con orientación de flujo, algunas veces criptocristalina.

Los fenocristales son en general de pequeño tamaño y poco abundantes. Siempre hay, aunque en pequeña proporción, hornblenda castaña idiomorfa con finas coronas de opacos pulverulentos, producto de su desestabilización. La augita (casi siempre egirínica) también está presente en cristales idiomorfos. Por último, los minerales opacos aparecen en forma de microfenocristales. Cuando existen fenocristales de anortoclasa, son los más desarrollados, están siendo reabsorbidos por la matriz y presentan frecuentes maclas de Carlsbad, albita y periclina. Asimismo pueden encontrarse algunas veces fenocristales de plagioclasa y de biotita.

La matriz está formada por abundantes listoncitos de plagioclasa maclada, anortoclasa, agujas de augita egirínica (a veces muy abundantes) y minerales opacos. Cuando existe vidrio, éste, de tonos castaños, puede significar una parte importante de la matriz. Se ha observado también sanidina alotriomorfa.

Como minerales accesorios se puede citar el apatito, que unas veces presenta buenas secciones hexagonales y otras un carácter ameboide, y la biotita (no siempre presente) intersticial en la matriz.

La matriz puede mostrar heterogeneidades de coloración y textura, y también pequeños xenolitos.

6.4.1.5 **Basaltos vesiculares y escorias soldadas**

Estas rocas están constituidas por rocas basálticas olivínicas con plagioclasa, bastante afaníticas.

Su textura es vacuolar escoriácea, de matriz vítrea (tonos castaño-amarillentos) con algunos fenocristales o microfenocristales confundiéndose con la matriz. Estos son fundamentalmente de plagioclasa y olivino. La primera

se presenta en pequeños listones maclados y orientados. El olivino aparece en cristalitos idiomorfos, en ocasiones con hábito esquelético. En mucha menor proporción se pueden observar cristales de minerales opacos y de augita.

6.4.1.6 Coladas traquítico-fonolíticas de los Roques Blancos

Las rocas de estas coladas son traquitas (biotíticas) y fonolitas de características bastante homogéneas, que constituyen los términos más sálicos de la Hoja.

Son rocas de una textura traquítica afieltrada, con algunos fenocristales. Pueden ser parcial o totalmente vítreas. A menudo presentan un bandeado más o menos regular.

Los fenocristales son escasos y de pequeño tamaño. Los más frecuentes son los de anortoclasa, maclados según diferentes leyes, a veces algo resorbidos por la matriz; en ocasiones va acompañada de cristales prismáticos de sanidina, muy limpios, con maclado en Carlsbad y orientados. La biotita siempre está presente en mayor o menor proporción, con preocroísmo que va de los tonos muy pardos a los crema-amarillentos y aparece algo transformada por sus bordes a minerales opacos pulverulentos. la augita egirínica suele ser muy escasa y aparece en pequeños cristales idiomorfos. Los minerales opacos son también poco abundantes. El algunas muestras se pueden observar fenocristales de hornblenda castaña (alterándose a minerales opacos) y de plagioclasa.

La matriz, como ya se ha indicado, puede ser totalmente vítrea o criptocristalina, o, en caso contrario, estar formada por feldespato potásico, microlitos de plagioclasa ácida y anortoclasa fundamentalmente. Los minerales opacos son muy escasos, pudiendo estar alterados a óxidos de hierro, y el apatito se presenta como mineral accesorio. En alguna muestra se observan agujas de augita egirínica y biotita intersticial. Raramente se ven incipientes cristalitos de nefelina.

6.4.1.7 Coladas de traquitas máficas de Montaña Reventada

Las coladas de Montaña Reventada están constituidas por traquitas máficas fundamentalmente y, de forma subordinada, por rocas traquibasálticas de tendencia traquítica que empalman composicionalmente sin solución de continuidad con las anteriores.

Las rocas traquíticas son rocas de texturas porfídicas traquíticas y eventualmente de matriz criptocristalina o vítrea.

Los fenocristales suelen ser pequeños o muy pequeños, y pueden ser más o menos abundantes. De ellos, los más frecuentes son los de hornblen-

se presenta en pequeños listones maclados y orientados. El olivino aparece en cristalitos idiomorfos, en ocasiones con hábito esquelético. En mucha menor proporción se pueden observar cristales de minerales opacos y de augita.

6.4.1.6 Coladas traquítico-fonolíticas de los Roques Blancos

Las rocas de estas coladas son traquitas (biotíticas) y fonolitas de características bastante homogéneas, que constituyen los términos más sálicos de la Hoja.

Son rocas de una textura traquítica afieltrada, con algunos fenocristales. Pueden ser parcial o totalmente vítreas. A menudo presentan un bandeado más o menos regular.

Los fenocristales son escasos y de pequeño tamaño. Los más frecuentes son los de anortoclasa, maclados según diferentes leyes, a veces algo resorbidos por la matriz; en ocasiones va acompañada de cristales prismáticos de sanidina, muy limpios, con maclado en Carlsbad y orientados. La biotita siempre está presente en mayor o menor proporción, con preocroísmo que va de los tonos muy pardos a los crema-amarillentos y aparece algo transformada por sus bordes a minerales opacos pulverulentos. la augita egirínica suele ser muy escasa y aparece en pequeños cristales idiomorfos. Los minerales opacos son también poco abundantes. El algunas muestras se pueden observar fenocristales de hornblenda castaña (alterándose a minerales opacos) y de plagioclasa.

La matriz, como ya se ha indicado, puede ser totalmente vítrea o criptocristalina, o, en caso contrario, estar formada por feldespato potásico, microlitos de plagioclasa ácida y anortoclasa fundamentalmente. Los minerales opacos son muy escasos, pudiendo estar alterados a óxidos de hierro, y el apatito se presenta como mineral accesorio. En alguna muestra se observan agujas de augita egirínica y biotita intersticial. Raramente se ven incipientes cristalitos de nefelina.

6.4.1.7 Coladas de traquitas máficas de Montaña Reventada

Las coladas de Montaña Reventada están constituidas por traquitas máficas fundamentalmente y, de forma subordinada, por rocas traquibasálticas de tendencia traquítica que empalman composicionalmente sin solución de continuidad con las anteriores.

Las rocas traquíticas son rocas de texturas porfídicas traquíticas y eventualmente de matriz criptocristalina o vítrea.

Los fenocristales suelen ser pequeños o muy pequeños, y pueden ser más o menos abundantes. De ellos, los más frecuentes son los de hornblen-

da castaña, con cristales alargados, siempre transformándose a minerales opacos pulverulentos, unas veces sólo en sus bordes y otras en su totalidad. La augita egirínica puede mostrar cristales idiomorfos o redondeados por estar parcialmente resorbidos por la matriz. También son relativamente frecuentes los fenocristales de anortoclasa, que suelen ser los más desarrollados (nunca mayores de 3-4 mm.); son prismáticos, pero a menudo están siendo resorbidos por la matriz; frecuentemente presenta maclas polisintéticas. La plagioclasa no suele aparecer en forma de fenocristales, en todo caso lo hace como microfenocristales en pequeños listones orientados y maclados. Los minerales opacos siempre están presentes como fenocristales idiomorfos. En ocasiones se puede observar algún fenocristal de biotita.

La matriz, como ya se ha mencionado, es a menudo vítrea o criptocristalina pero, en cualquier caso, de tamaño de grano fino. Puede ser bandeada y es relativamente frecuente la presencia de xenolitos con una textura de grano más gruesa, formados por plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda desestabilizada y vidrio.

En la matriz, los feldespatos alcalinos (plagioclasa, anortoclasa) son los minerales más abundantes. Hay también agujas de augita egirínica y minerales opacos, relativamente abundantes. Las muestras de traquibasaltos presentan diminutos cristales idiomorfos de olivino.

Las rocas del cono de Montaña Reventada son igualmente traquitas máficas, como las descritas previamente.

6.4.2 MATERIALES DE ERUPCIONES HISTORICAS

6.4.2.1 **Coladas basálticas del Volcán de Montaña Negra**

Están constituidas por rocas que van desde basaltos augítico-olivínicos bastante afaníticos a traquibasaltos augíticos. Son de textura microcristalina con más o menos fenocristales.

En los basaltos los fenocristales son muy poco abundantes y de pequeño tamaño. Están constituidos por cristales idiomorfos o subidiomorfos de olivino, idiomorfos de augita (zonada en alguna ocasión) y muy escasos de minerales opacos. En los traquibasaltos, los fenocristales son escasísimos, estando constituidos por augita, plagioclasa y microfenocristales de opacos.

La matriz está formada fundamentalmente por listoncitos de plagioclasa maclada y cristalitos de augita. En parte, los minerales opacos pulverulentos de la matriz son producto de la transformación de hornblenda basáltica y pseudomorfizan a cristales de ésta. Se pueden observar también pequeños cristales esqueléticos de olivino. El vidrio, de tono parduzco, puede aparecer en pequeña proporción y de forma intersticial. Como minerales accesorios se encuentran, en los términos traquibasálticos, apatito y biotita (como laminillas pequeñas y muy escasas en la matriz).

Las escorias del edificio de Montaña Negra presentan composiciones traquibasálticas, similares a las descritas.

6.4.2.2 **Basaltos olivínicos del Volcán Chinyero**

Los materiales pertenecientes al Chinyero están constituidos por basaltos augíticos con plagioclasa, de características muy uniformes.

Los fenocristales son muy escasos, siendo en cambio más frecuentes los microfenocristales. De éstos los más abundantes son los de augita, que pueden formar glomérulos con cristales idiomorfos, y a menudo muestran zonados complejos. Los de plagioclasa son prismáticos, idiomorfos y corroídos alguna vez por la matriz. En menor proporción se pueden observar microfenocristales de opacos y olivino idiomorfo, a menudo con hábito esquelético.

La matriz puede mostrarse más o menos vítrea, con opacos relativamente abundantes y cristalitos de augita.

7 GEOQUIMICA

Se han realizado análisis químicos de 12 muestras pertenecientes a las coladas de las Series III y IV y de tres muestras de coladas y pitones sálicos de la Serie I en la Hoja de Santiago del Teide.

La mayor parte de los elementos han sido determinados mediante espectrometría de absorción atómica con la excepción del fósforo, que ha sido analizado por técnicas colorimétricas. El hierro ferroso se ha determinado por procedimiento electroquímico y el contenido en materiales volátiles, que en su gran mayoría corresponden al H_2O, ha sido determinado mediante pérdida por calcinación.

Esta serie de determinaciones analíticas han sido llevadas a cabo por el Dr. Bea Barredo en el laboratorio del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.

Los datos analíticos de estas rocas figuran en las tablas III y IV. En estas tables también se incluyen las correspondientes normas CIPW, así como una serie de parámetros o relaciones geoquímicas como el índice de diferenciación, I. D., el índice de peralcalinidad, I. P., la relación Fe-Mg en los minerales ferromagnesianos normativos (Fmg) y la relación K/Rb.

Con respecto al tratamiento de estos datos, los análisis correspondientes a las rocas de las Series III y IV se han considerado conjuntamente, ya que ambas series forman parte de un ciclo volcánico ininterrumpido. Los materiales de la Serie I son tratados independientemente, ya que la inclu-

TABLA III

Datos químicos, normas CIPW y parámetos geoquímicos de las muestras analizadas (Series III y IV)

N.° de muestras	1 AG-238	2 AG-287	3 FB-82	4 AG-245	5 AG-212	6 FB-43	7 AG-332	8 AG-358	9 FB-33	10 AG-297
SiO_2	44.19	45.67	45.74	46.47	47.43	48.37	48.45	54.39	55.23	56.05
Al_2O_3	16.13	15.41	16.90	17.13	17.36	17.13	17.81	18.35	18.35	17.50
Fe_2O_3	3.18	3.91	2.05	2.33	2.24	4.15	2.53	2.98	2.42	2.40
FeO	7.74	7.15	7.44	7.12	6.80	4.96	6.63	3.24	3.51	3.79
MnO	0.19	0.20	0.19	0.19	0.20	0.20	0.21	0.15	0.17	0.17
MgO	7.22	7.24	6.18	5.53	5.51	5.09	4.01	2.52	2.04	2.90
CaO	10.33	9.43	9.39	8.34	8.07	8.21	8.40	5.00	4.37	3.62
Na_2O	4.64	4.41	5.01	5.39	5.41	5.13	5.51	6.64	7.54	6.81
K_2O	1.73	1.75	2.04	2.21	2.24	2.29	2.25	3.54	3.56	3.75
TiO_2	3.60	3.63	3.42	3.08	2.90	2.80	2.27	2.17	1.43	1.80
P_2O_5	0.82	0.95	0.89	1.06	1.07	1.02	1.08	0.51	0.47	0.56

TABLA III (Continuación)

N.° de muestras	1 AG-238	2 AG-287	3 FB-82	4 AG-245	5 AG-212	6 FB-43	7 AG-332	8 AG-358	9 FB-33	10 AG-297	11 FB-21	12 FB-56
Or	10.22	10.34	12.06	13.06	13.24	13.53	13.30	20.92	21.04	22.16	28.49	33.39
Ab	10.86	19.72	15.18	20.86	23.63	27.59	25.17	39.33	39.79	44.70	36.26	41.80
An	18.08	17.08	17.60	16.02	16.47	16.95	17.22	9.62	5.71	6.11	—	—
Ne	15.39	9.53	14.74	13.41	12.00	8.57	11.62	9.13	13.01	7.00	19.24	11.67
Ac	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.07	3.99
Ns	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2.05
Di	22.29	18.70	18.69	14.90	13.39	13.48	14.22	9.26	10.43	6.56	7.90	3.59
Ol	9.56	9.59	9.43	9.40	9.74	5.50	7.12	1.51	1.76	4.60	1.57	2.70
Mt	4.61	5.67	2.97	3.38	3.25	6.02	3.67	4.32	3.51	3.48	1.85	—
Ilm	6.84	6.89	6.50	5.85	5.51	5.32	4.31	4.12	2.72	3.42	1.65	0.34
Ap	1.90	2.20	2.06	2.46	2.48	2.36	2.50	1.18	1.09	1.30	0.53	0.19
IP	0.59	0.59	0.62	0.66	0.65	0.64	0.65	0.81	0.89	0.87	1.02	1.14
ID	36.47	39.60	41.98	47.33	48.87	49.69	50.09	69.38	73.84	73.87	83.98	86.86
Fmg	0.20	0.15	0.25	0.26	0.26	0.08	0.34	0.02	0.26	0.20	0.46	0.78

1. Escoria de basaltos olivínicos del volcán Chinyero (30) (histórico) (BASANITOIDE).
2. Coladas de basaltos piroxénicos de la Serie III (13) (BASALTO).
3. Piroclastos traquibasálticos de Montaña Negra (28) (BASANITOIDE).
4. Piroclastos (de lapilli) traquibasálticos de Montaña Negra (28) (TEFRITA).
5. Coladas de traquibasaltos y traquitas máficas (18) (TEFRITA).
6. Coladas de traquibasaltos y traquitas máficas (18) (TRAQUIBASALTO).
7. Coladas traquibasálticas de Montaña Negra (27) (histórico) (TEFRITA).
8. Coladas de traquitas máficas de Montaña Reventada (25) (TRAQUITA MAFICA).
9. Coladas de traquibasaltos y traquitas máficas (18) (FONOLITA MAFICA).
10. Escorias de traquitas máficas de Montaña Reventada (25) (TRAQUITA MAFICA).
11. Coladas de traquitas y traquifonolitas máficas (22) (FONOLITA).
12. Coladas traquítico-fonolíticas de los Roques Blancos (24) (FONOLITA).

TABLA IV

Datos químicos, normas CIPW y parámetos geoquímicos de las muestras analizadas

Número de muestra	13 JB-341	14 JB-337	15 JB-349	16 JB-343	17 AG-253	18 AG-258	19 JB-344	20 AG-325	21 FB-37
SiO_2	40.11	40.93	41.82	44.27	44.41	49.31	56.66	58.91	60.22
Al_2O_3	14.54	11.13	16.11	10.05	13.28	18.89	19.92	20.39	19.84
Fe_2O_3	3.86	5.10	3.21	4.97	3.22	1.76	2.34	1.28	1.14
FeO	11.67	8.86	11.10	9.04	8.28	6.44	2.31	0.97	0.76
MnO	0.20	0.17	0.18	0.17	0.17	0.18	0.14	0.14	0.16
MgO	6.38	10.44	5.72	11.18	11.05	3.51	0.95	0.04	0.04
CaO	11.65	14.46	11.24	13.12	10.27	6.52	4.22	1.48	1.50
Na_2O	3.42	2.13	3.86	2.08	3.22	6.14	7.99	9.30	10.04
K_2O	1.36	0.90	1.35	0.80	1.25	2.80	2.59	4.50	5.39
TiO_2	4.65	3.75	3.89	2.61	3.60	1.83	1.04	0.01	0.01
P_2O_5	0.93	0.31	0.55	0.26	0.60	0.64	0.13	0.04	0.05
H_2O	0.96	1.56	0.77	1.03	0.30	1.37	1.12	2.20	1.04
Total	99.73	99.74	99.80	99.58	99.67	99.38	99.42	99.23	100.20
Li	7	5	10	5	4	19	20	25	27
Rb	25	14	25	12	31	89	57	115	142
Ba	1.100	750	950	864	25	1.120	1.280	1.184	484
Sr	790	1.660	759	514	652	826	329	179	101
Zr	239	159	187	108	245	443	640	1.117	1.174
K/Rb	451	534	448	553	335	261	377	325	315

TABLA IV (continuación)

Número de muestra	13 JB-341	14 JB-337	15 JB-349	16 JB-343	17 AG-253	18 AG-258	19 JB-344	20 AG-325	21 FB-37
Or	8.04	3.52	7.98	4.73	7.39	16.55	15.31	26.59	31.85
Ab	4.50	—	6.32	10.18	13.88	25.03	49.60	46.74	39.01
An	20.31	18.15	22.65	15.72	18.09	15.71	10.84	0.60	—
Lc	—	1.41	—	—	—	—	—	—	—
Ne	13.24	9.76	14.27	4.02	7.24	14.59	9.76	17.31	17.90
Ac	—	—	—	—	—	—	—	—	3.30
Ns	—	—	—	—	—	—	—	—	2.13
Di	25.68	41.03	24.27	38.13	23.06	10.26	6.70	2.03	3.37
Wo	—	—	—	—	—	—	4.37	1.74	1.38
Ol	10.41	9.06	10.22	13.00	16.78	8.34	—	—	—
Mt	5.60	7.39	4.65	7.21	4.67	2.55	3.39	1.86	—
Ilm	8.83	7.12	7.39	4.96	6.84	3.48	1.98	0.02	0.02
Ap	2.15	0.72	1.27	0.60	1.39	1.48	0.30	0.09	0.12
IP	0.48	0.40	0.48	0.43	0.50	0.70	0.80	0.99	1.12
ID	25.78	14.70	28.57	18.93	28.51	56.16	74.66	90.65	88.76
Fmg	0.34	0.15	0.38	0.19	0.16	0.40	0.22	0.88	0.93

13. Basalto olivínico piroxénico (10) (BASANITA).
14. Basalto ankaramítico (4) (BASANITA).
15. Basalto afanítico (10) (BASANITA).
16. Basalto ankaramítico (10) (BASALTO).
17. Basalto ankaramítico (10) (BASALTO).
18. Basalto olivínico-augítico (10) (TEFRITA).
19. Traquibasalto (12) (TRAQUIBASALTO).
20. Fonolita del Roque Blanco (3) (FONOLITA).
21. Fonolita del Roque de Tomás Seche (3) (FONOLITA).

sión de datos analíticos de distintos ciclos magmáticos desvirtuaría las tendencias evolutivas propias de cada uno de estos ciclos.

Los materiales de las series recientes (tabla III) presentan un espectro composicional muy amplio que se corresponde plenamente con la variación entre tipos litológicos basáltico-olivínicos y tipos fonolíticos con una amplia representación de materiales intermedios. En este sentido se observan unos índices de diferenciación comprendidos entre 36.47 y 86.86, que traducido a la escala mineralógica supone que el tránsito entre los extremos menos y más evolucionados se produce un incremento de un 50 por 100 de componentes sálicos (albita, nefelina y ortosa).

Toda esta serie de materiales se encuentra dentro de los rangos de composición normales observado para las rocas de estas series en la isla de Tenerife (FUSTER et al., 1968; IBARROLA, 1969, 1970; BRANDLE, 1973; CABRERA, 1981), no observándose en ninguna de las rocas analizadas rasgos composicionales que pudieran considerarse anormales.

En los diagramas de variación de los elementos mayoritarios con respecto a SiO_2, que se ha considerado como el indicador de evolución (figura 1), se observan unas pautas de variación normales típicas de asociaciones basálticas alcalinas de islas oceánicas. Estas tendencias de variación son completamente análogas a las observadas para estas series en la vecina Hoja de Icod de los Vinos y se manifiestan por un fuerte decrecimiento del contenido en los elementos de significado básico (Fe, Mg, Ca y Ti), simultáneo a un enriquecimiento en Na, K, Si y también en Al.

Estas pautas evolutivas están condicionadas fundamentalmente por la cristalización de minerales ferromagnesianos (olivino, clinopiroxeno augítico), minerales opacos y plagioclasa de composición más anortítica, que enriquece a las fracciones magmáticas más diferenciadas en componentes leucocráticos más ricos en sílice y álcalis.

Las líneas de variación para el conjunto de los elementos mayores presentan una dispersión muy pequeña, lo que se encuentra plenamente de acuerdo con la pertenencia de esta serie de manifestaciones volcánicas a un único ciclo magmático.

Las observaciones petrográficas realizadas sobre las rocas de composición intermedia y sálica parece indicar que en algunos casos estas rocas han sufrido procesos de hibridación. Estos procesos se ponen de manifiesto por la presencia de anomalías mineralógicas o texturales tales como la presencia de fenocristales de olivino en vías de resorción en algunas fonolitas máficas, y abundancia de heterogeneidades o microenclaves en algunos traquibasaltos y fonolitas máficas. No obstante, dado que las hibridaciones se producirían entre magmas de la misma serie evolutiva, los productos resultantes quedarían situados dentro de las líneas de variación de la serie, no presentándose por tanto anomalías geoquímicas aparentes.

La línea evolutiva, observada en el diagrama AFM (fig. 3) se corresponde

plenamente con las tendencias de las series basálticas alcalinas típicas, no presentándose ningún enriquecimiento en Fe en el transcurso de la diferenciación, que se manifiesta en un firme aumento del contenido en álcalis.

Con respecto a la evolución de los elementos alcalinos, en los diagra-

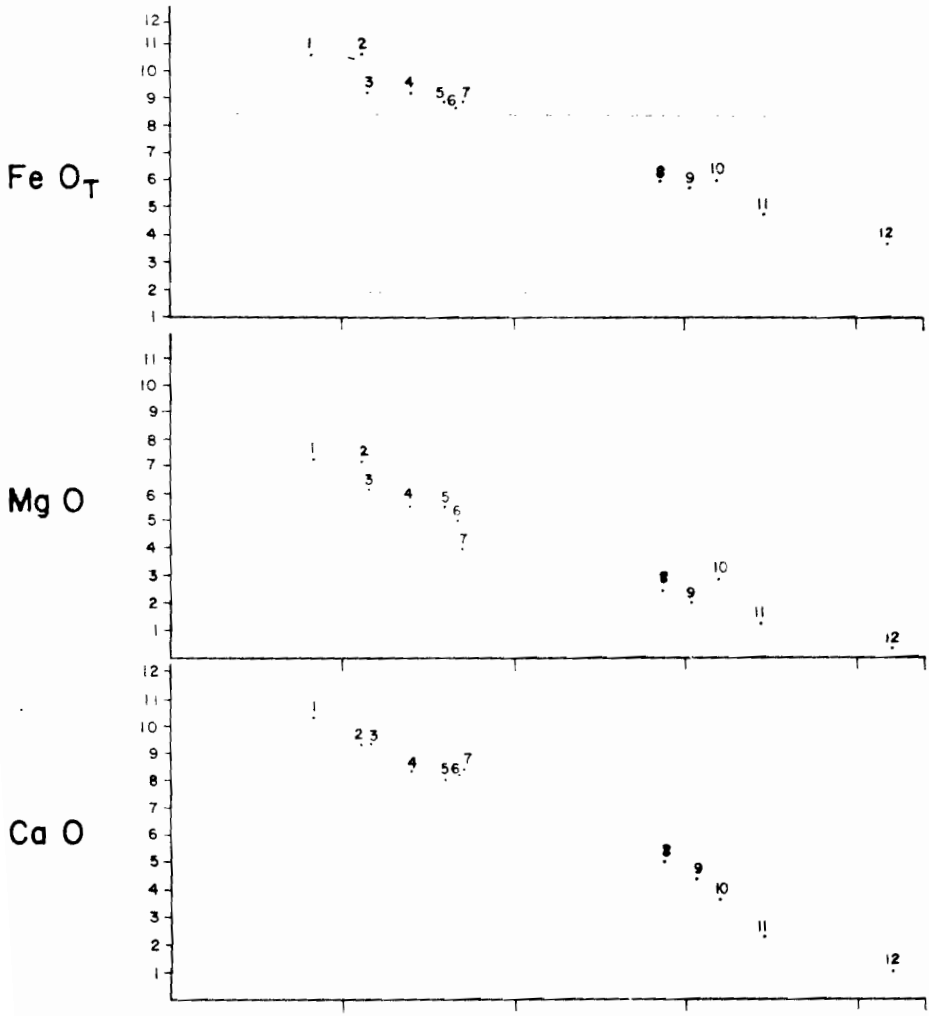


Figura 1.—Diagrama de variación SiO_2 - Oxidos de las muestras analizadas.

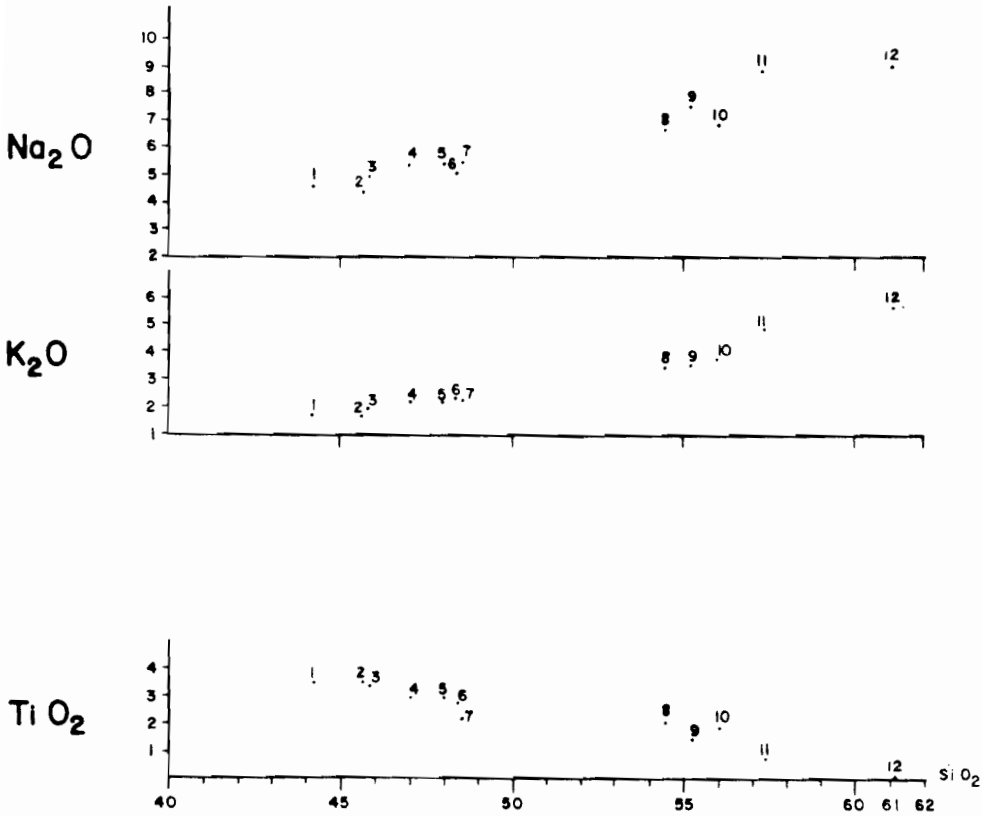


Figura 1.—Diagrama de variación SiO_2 - Oxidos de las muestras analizadas.

mas de variación se aprecia un aumento de la velocidad de enriquecimiento del Na y del K en los términos más evolucionados con $SiO_2 > 50$ que se corresponde con un aumento paralelo del índice de peralcalinidad. Este incremento es posiblemente debido a la actuación de procesos de transferencia de álcalis, en las rocas más evolucionadas, que han sido previamente tenidos en consideración por BRANDLE (1972, 1973) al estudiar el quimismo de las rocas sálicas de la isla de Tenerife.

La proporción de nefelina normativa no presenta una variación sistemática con el transcurso de la diferenciación, pudiendo encontrarse valores

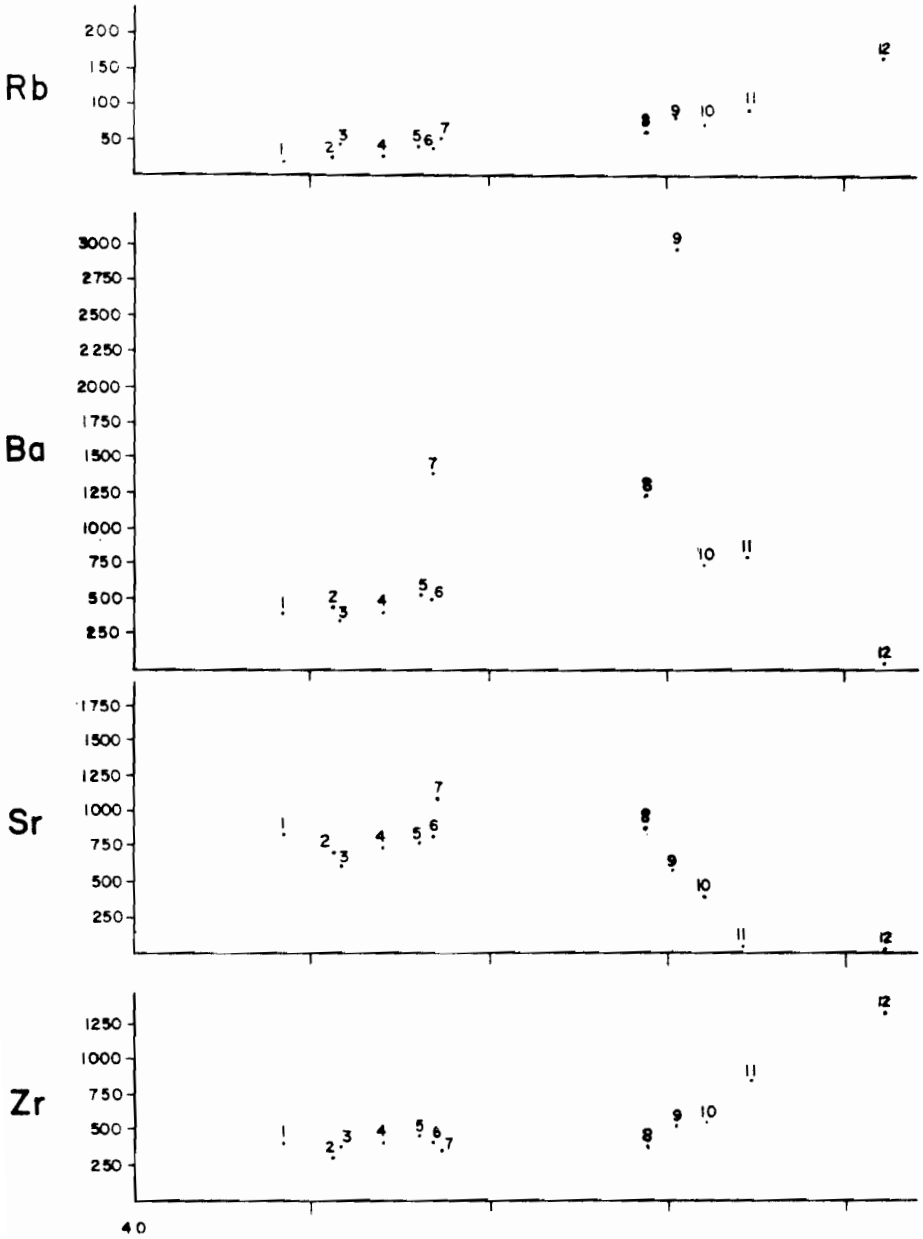


Figura 2.—Diagrama de variación SiO_2, elementos traza y SiO_2 - Nefelina normativa e I. P. de las rocas analizadas.

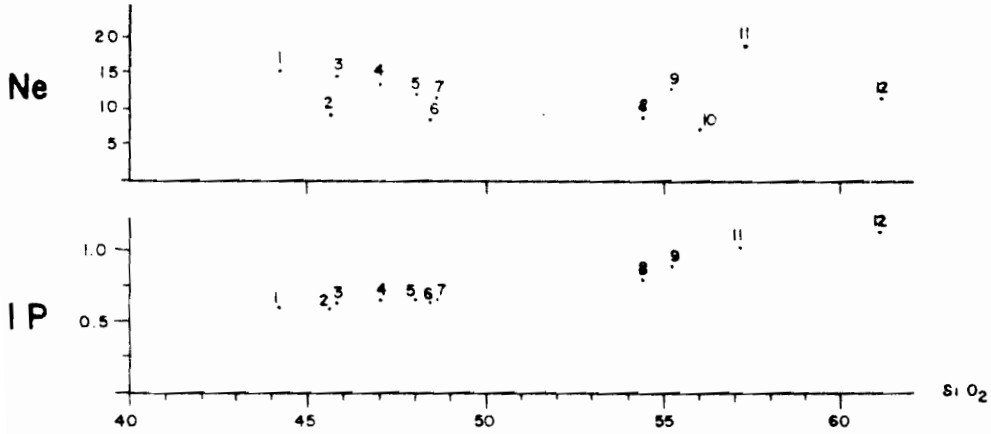


Figura 2.—Diagrama de variación SiO_2, elementos traza y SiO_2 - Nefelina normativa e I. P. de las rocas analizadas.

similares para este componente normativo en el extremo ácido y en el básico.

De acuerdo con esta última característica, se pone de manifiesto que las rocas de las series recientes en este área se encuentran asociadas a línas evolutivas del tipo basanita - tefrita - fonolita. Este tipo de afinidades evolutivas ya han sido señaladas por IBARROLA (1969, 1970), BRANDLE (1972, 1973), HERNANDEZ PACHECO e IBARROLA (1973) y HERNANDEZ PACHECO (1979, 1981).

En la leyenda de identificación de las muestras (tablas III y IV) se incluye la clasificación en base a la composición normativa, según los criterios establecidos por IBARROLA (1968) y HERNANDEZ PACHECO (1981), teniendo en cuenta el índice de diferenciación (I. D.) y el contenido en feldespatoides normativos.

Estos criterios presentan una clasificación más precisa de las rocas respecto a su grado de subsaturación, ya que esto resulta imposible de determinar con precisión en los estudios petrográficos.

En los diagramas de variación de los elementos menores (fig. 2) se observan unas pautas evolutivas muy similares a las indicadas por BRANDLE (1972, 1973), que, a su vez, son plenamente compatibles con las determinadas en los materiales de estas series en la Hoja de Icod de los Vinos.

El rubidio, al igual que los elementos alcalinos mayoritarios, presenta

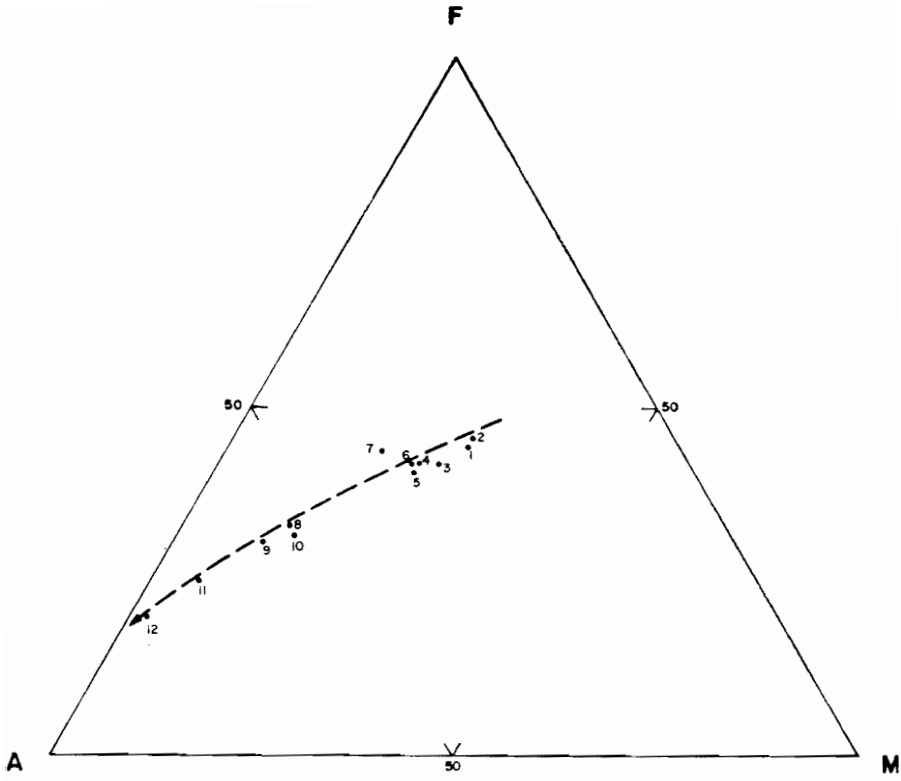


Figura 3.—Diagrama de variación AFM de las muestras de las Series III y IV.

una evolución ascendente, con un aumento de la velocidad de enriquecimiento en los términos más diferenciados. Este aumento se encuentra en relación directa con la variación en la cantidad de componentes feldespáticos alcalinos, aunque se aprecia, que la velocidad de aumento del contenido en Rb, es notablemente superior a la del K, con el que este elemento se encuentra asociado. Este hecho se pone claramente de manifiesto por el firme aumento de la relación K/Rb (tabla III) y es debido al coeficiente de reparto del Rb entre los fundidos y los feldespatos, ya que este elemento presenta tendencia a concentrarse en los fundidos residuales, lo que determina una mayor concentración en los magmas más diferenciados.

El Ba y el Sr tienen unas pautas de evolución con máximos en las composiciones intermedias. En el caso del Ba, el máximo aparece en términos más diferenciados que en el caso del Sr, debido a la tendencia del primero en acumularse en los componentes potásicos, que no cristalizan hasta los estadios más avanzados de la diferenciación. Por el contrario, el Sr es extraido eficazmente por la plagioclasa cálcica, lo que determina que se produzca un empobrecimiento muy acusado a partir de los términos petrológicos intermedios.

El Zr presenta una variación muy similar a la que se aprecia para los elementos alcalinos y para el índice de peralcalinidad. Este comportamiento se encuentra determinado por la elevada solubilidad del circonio en los magmas alcalinos, ya que estos elementos inhiben la cristalización precoz de los minerales de circonio, que tienden a formarse en los residuos de cristalización más tardíos. Este hecho ha sido previamente observado en las rocas de la isla de Tenerife por BRANDLE (1972, 1973). que en su estudio sobre las rocas alcalinas de esta isla observa un incremento de este elemento en paralelo a la peralcalinidad, que concuerda con los altos contenidos en Zr encontrados por CHAO y FLEISCHER (1950) en las rocas peralumínicas.

Con respecto al litio, en la tabla III puede apreciarse un débil pero continuo incremento en las rocas progresivamente más diferenciadas. Este comportamiento está condicionado por la evolución de unos magmas con bajos contenidos iniciales de este elemento, que tiende a acumularse en los magmas residuales, debido a que no presenta una fuerte afinidad a incorporarse en las fases cristalizadas.

Todas estas características observadas en la evolución del quimismo de estas series, son justificables en base a procesos relativamente sencillos de cristalización fraccionada, a los que se superponen efectos de transferencia de álcalis en fase volátil. Además de estos procesos de diferenciación, las evidencias petrológicas indican la existencia de fenómenos de hibridación, pero estos fenómenos, como se ha indicado previamente, no son detectables mediante un tratamiento geoquímico sencillo, ya que la hibridación se realiza entre magmas de la misma serie evolutiva.

La variación composicional observada para los materiales de la Serie I es también muy considerable, ya que dentro de este conjunto litológico se encuentran desde basaltos acumulados de tipo ankaramítico a fonolitas. Con respecto a los términos básicos e intermedios de la serie, su contenido en nefelina normativa determina que una gran parte de ellos correspondan a tipos basaníticos y tefríticos bajo el punto de vista geoquímico.

Las pautas de variación de los elementos mayores siguen también un esquema evolutivo sencillo, que se manifiesta en una firme disminución de Fe, Ma, Ca y Ti, y un aumento de Si, Al, Na y K, en los términos más diferenciados, como puede observarse en la tabla IV y en las figuras 4

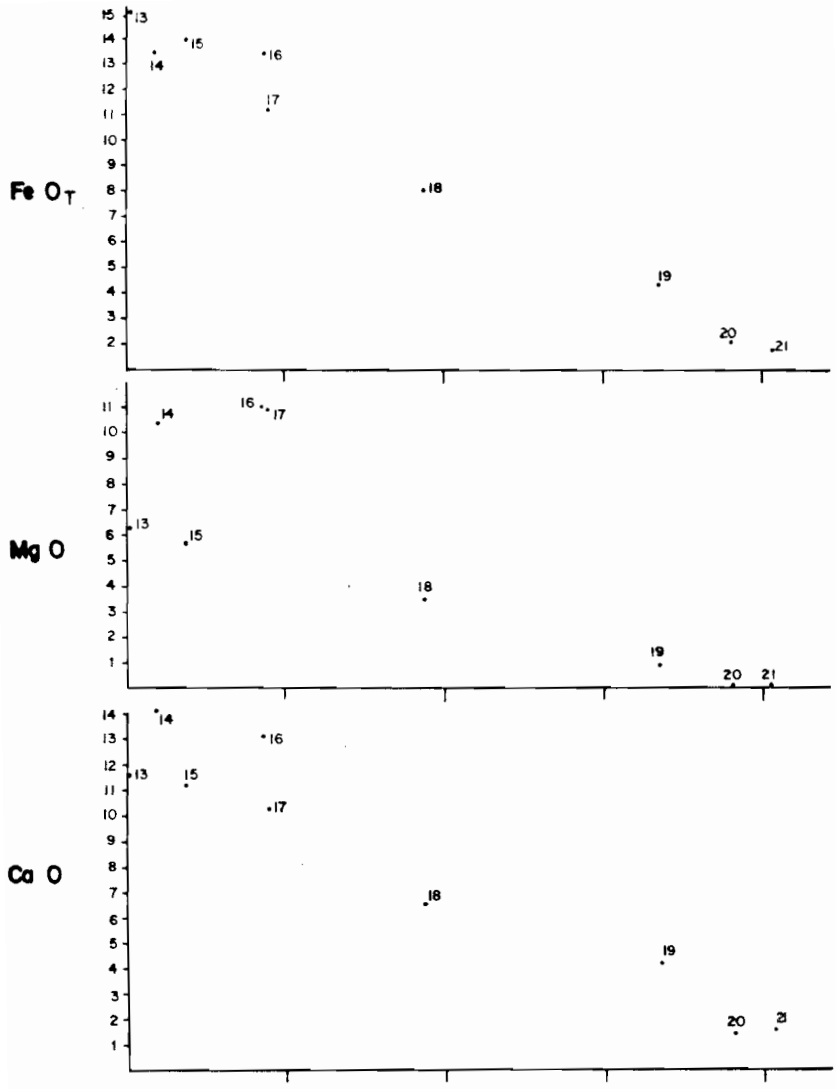


Figura 4.—Diagramas de variación SiO_2 - Oxidos de las muestras de la Serie I.

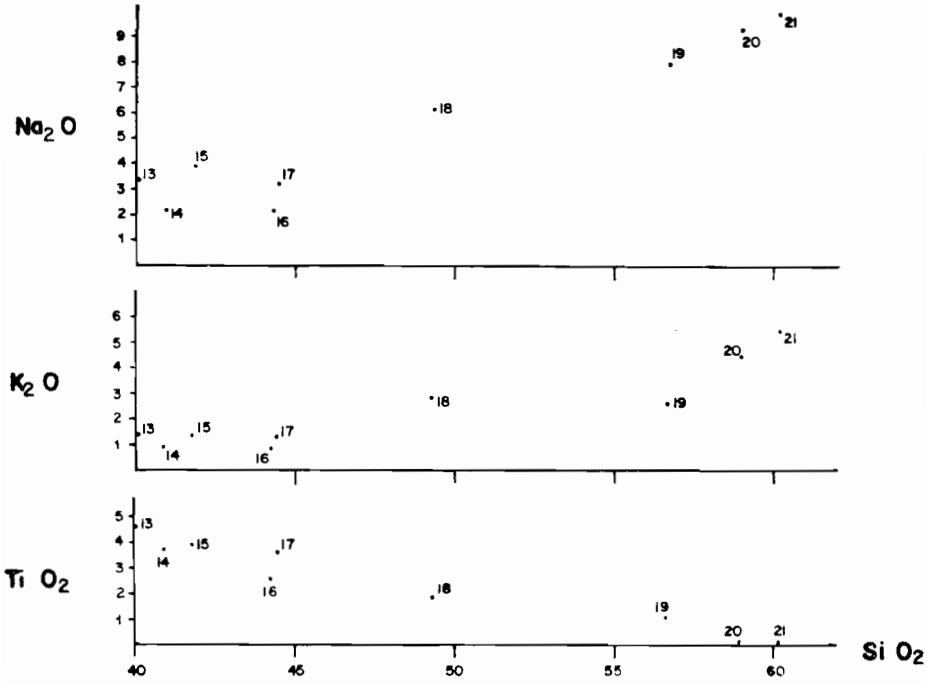


Figura 4.—Diagramas de variación SiO_2 - Oxidos de las muestras de la Serie I.

y 5. Este tipo de evolución, como ya se ha indicado para las series recientes, resulta justificable en sus aspectos fundamentales por la actuación de procesos de cristalización fraccionada, con separación de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa cálcica. En los diagramas de variación, se observa para los términos más básicos la presencia de un cierto grado de dispersión, que en gran parte es debido a la acumulación de fenocristales de componentes ferromagnesianos (piroxeno y olivino) en algunas de estas rocas.

En el diagrama AFM (fig. 6) se observa en este caso la presencia de un ligero enriquecimiento en Fe en el extremo básico de la línea de evolución. No obstante este hecho, todas las características de estas rocas y de la asociación volcánica son absolutamente típicas de una serie basáltica alcalina y el enriquecimiento en Fe observado, posiblemente se en-

cuentra en relación con la presencia de rocas acumuladas, lo que desvirtúa las tendencias evolutivas generales.

La evolución de los elementos menores es asimismo, en líneas generales, bastante similar a la observada para las muestras de las series recien-

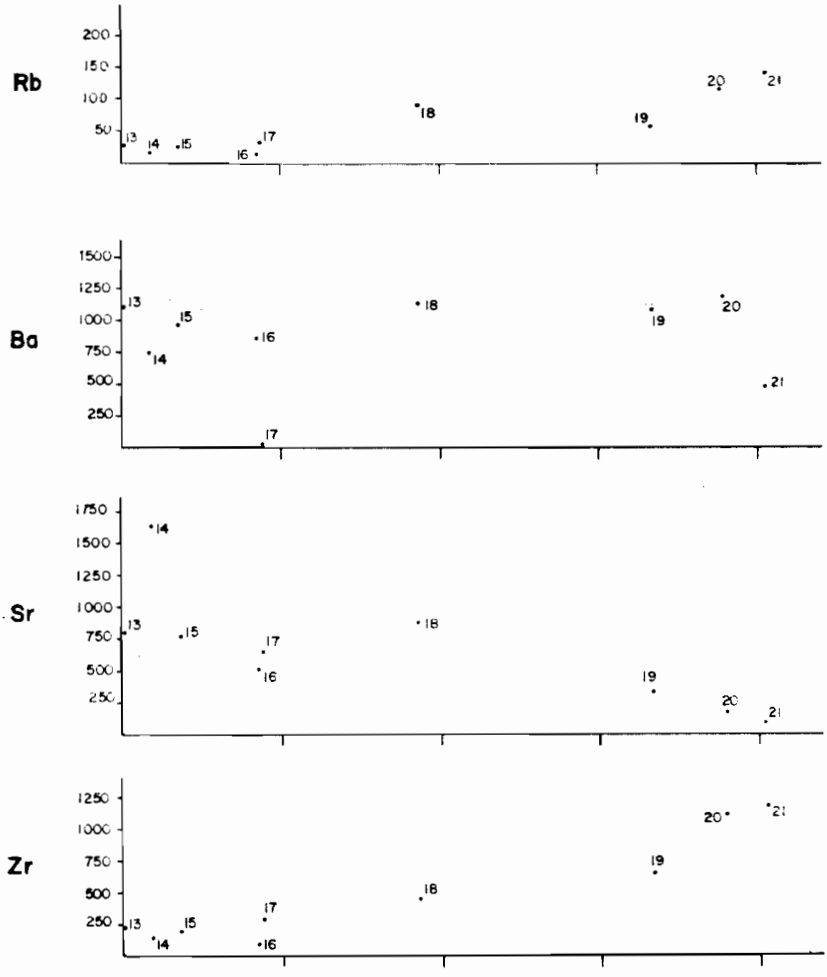


Figura 5.—Diagrama de variación SiO_2 - Elementos traza y SiO_2 - Nefelina normativa e I. P. de las muestras de la Serie I.

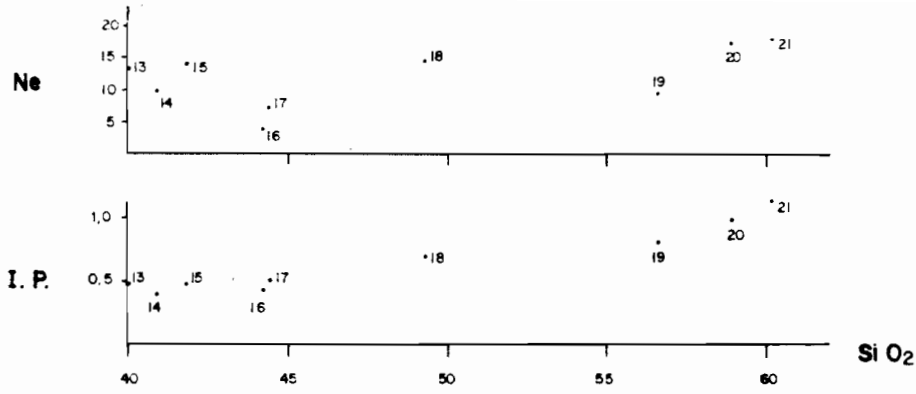


Figura 5.—Diagrama de variación SiO_2 - Elementos traza y SiO_2 - Nefelina normativa e I. P. de las muestras de la Serie I.

tes analizadas en esta Hoja. Así, se encuentran pautas crecientes con la evolución para el Rb y el Zr, que tienen su comportamiento condicionado por la evolución de los elementos alcalinos mayoritarios (Na y K). Igualmente, se encuentra una tendencia a la disminución en líneas generales de la relación K/Rb, de acuerdo con su enriquecimiento selectivo de este último elemento de los residuos de cristalización.

Tanto en las líneas de evolución del Rb y Zr, como del I. P, se observa un aumento de la pendiente, en los términos más diferenciados, que pueden corresponder a la actuación de mecanismos de transferencia de álcalis en fase gaseosa, en los estadios evolutivos más avanzados.

El Ba y el Sr presentan también máximos de concentración en los términos intermedios con decrecimientos en el extremo más diferenciado. En las rocas más básicas, estos elementos también tienen unas pautas algo erráticas, que como en el caso de los elementos mayores, pueden estar condicionadas por fenómenos de acumulación de fenocristales.

Toda esta serie de observaciones sobre la geoquímica de las rocas de la Serie I, son, como en el caso de las Series Recientes, concordantes en sus líneas generales con las pautas evolutivas indicadas por IBARROLA (1969, 1970) y BRANDLE (1972, 1973) para las series volcánicas de esta isla.

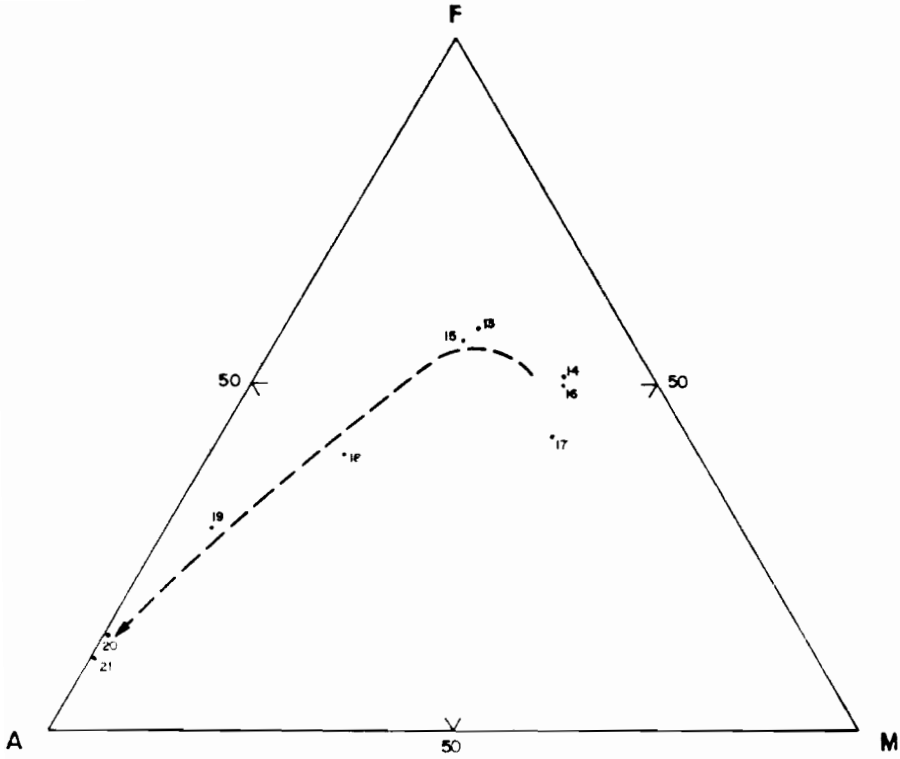


Figura 6.—Diagrama de variación AFM de las muestras de la Serie I.

8 HISTORIA GEOLOGICA

Teniendo en cuenta los datos geocronológicos y paleomagnéticos que se poseen hasta ahora de la Península de Teno, puede afirmarse que las primeras emisiones volcánicas de la isla de Tenerife tuvieron lugar, precisamente, en esta zona, y corresponden a muchos de los materiales de la Serie I cartografiados en la Hoja. Concretamente, CANTAGREL (1985) data en 12 Ma. las coladas de basaltos olivínico-piroxénicos del área de Los Carrizales, los cuales forman parte, según la escala volcano estratigráfica de la Hoja, del tramo inferior del Edificio Carrizales-Masca. A partir

de esta edad se produce una emisión continua de erupciones basálticas, más o menos fisurales, que van construyendo sucesivamente todos los tramos del edificio citado. Durante la primera parte del ciclo volcánico, las erupciones tuvieron un carácter marcadamente mixto, con alternancia de coladas basálticas de diversa composición (muchas de ellas de basaltos plagioclásicos con estructuras «pahoehoe») y gran cantidad de productos fragmentarios (piroclastos de caída, brechas de tipo lahárico, etc...) que sugieren un importante evento hidrovolcánico. Este fenómeno, posiblemente, estuvo favorecido por la interacción del agua marina con los magmas de las primeras emisiones que, lógicamente, aún estaban formando edificios poco elevados respecto al nivel del mar. Poco a poco, el carácter de las emisiones va cambiando y se van haciendo cada vez más lávicas y menos piroclásticas, apareciendo con más frecuencia coladas basálticas delgadas con algunas intercalaciones de lapillis en horizontes poco potentes.

El significado de la brecha basáltica polimíctica (9) está aún por precisar en trabajos posteriores, pero, sin duda, representa un evento explosivo bastante continuo en el espacio, aunque parece que corto en el tiempo, dado el pequeño espesor que presenta.

Una vez concluida la formación del gran Estratovolcán Carrizales-Masca (que se extiende hacia el norte, fuera de la Hoja), se produce un período erosivo que da paso a la emisión de la Formación tabular subhorizontal, definida principalmente por gruesas coladas basálticas con disyunción columnar, a las que se asocian cantidades menores de materiales piroclásticos. Los centros de emisión de estos basaltos no se conocen con certeza, pero puede pensarse que estuvieran algo apartados de la zona, ante la ausencia de estructuras claras de emisión (conos, pitones, etc...), excepto algunos diques básicos que pudieron actuar de salideros de coladas fisurales.

Considerando las dataciones suministradas por ABDEL-MONEM (1972) y CARRACEDO (1979) para la parte alta del Macizo de Teno, la cual suponemos puede corresponder con la Formación tabular de la Hoja, las emisiones basálticas tienen una edad aproximada entre 7.1 y 6.1 Ma. que concuerda perfectamente con la edad más joven de 6 Ma. medida por CANTAGREL en dicho macizo. Recientemente, FERAUD et al. (1985) publican dataciones geocronológicas de cuatro diques básicos situados, todos ellos, en las laderas de la degollada de Cherfe, en la carretera que va de Santiago del Teide a Masca. Las edades que salen tienen valores que oscilan entre 5.66 y 5.14 Ma., similares a la de 5.35 Ma. que da ABDEL-MONEM (1972) para un dique traquítico del entorno. A la vista de la volcanoestratigrafía establecida en la Hoja, y de la localización de los diques básicos datados, estas edades se interpretan como correspondientes a las últimas emisiones básicas de la Formación tabular y comienzo, muy posiblemente, de las intrusiones sálicas traquítico-fonolítica que constituyen

los últimos episodios volcánicos que configuran los materiales antiguos de la península de Teno.

Dentro de esta Hoja no existen afloramientos que puedan atribuirse a la Serie II, pero sí en las vecinas. Esta serie es conocida también con el nombre de Serie Cañadas, ya que durante este período se formó en el centro de la isla un gran edificio cuyos restos observamos hoy en la depresión de las Cañadas, al este de la zona estudiada. Esta caldera ha sido rellenada posteriormente por las últimas manifestaciones del Edificio Central.

Las Series III y IV guardan mucha similitud, habiéndose separado únicamente por criterios geomorfológicos y volcanoestratigráficos, ya que paleomagnéticamente han sido agrupados por CARRACEDO (1975) bajo el título de «Series recientes Acidas y Básicas». Ambas corresponden a la época normal actual (Brunhes t < 0.69 Ma.), no observándose ninguna discordancia mencionable.

La Serie III se caracteriza por emisiones puntuales, muchas de ellas alineadas, que pueden corresponder con líneas de debilidad o de fractura en profundidad. Tal es el caso de la alineación de los conos del Valle del Palmar (N-S). Asimismo, se observan alineaciones ONO-ESE en la zona de Los Llanos, en el tercio central de la Hoja. En conjunto, estos materiales cubren un relieve preexistente previamente erosionado en el cual destacan los numerosos edificios piroclásticos, habiéndose contabilizado en esta Hoja un total de 27 (ver tabla I). La mayoría de estos edificios han quedado aislados al haber sido recubiertas sus coladas por las emisiones posteriores (históricas y subhistóricas). De entre todos estos edificios destaca por su madurez los conos de Bencheque, Cerro Gordo, Montaña del Palmar, Montaña del Viento y del Topo, entre otros.

En el tercio central de la Hoja se observan algunos de los edificios mejor conservados, sin duda más jóvenes que los anteriormente citados. Son concretamente el edificio de Montaña Quebrada, junto con sus pequeños conos asociados, y las Montañas Negras. Han emitido coladas basálticas y traquibasálticas (subordinadas) que recubren parcialmente a los materiales de la Serie I próximos a Ruiz Gómez. También se observa que estas coladas fosilizan a las emitidas por las Montañas de Baso y del Topo, situadas inmediatamente al oeste de ellos.

Como ya se ha mencionado anteriormente, la Serie III y la Serie IV forman parte de un solo ciclo volcánico, durante el cual comienza a levantarse, sobre los restos del antiguo Edificio Central, otro nuevo denominado Teide-Pico Viejo, que culmina en la cima del primero (3.718 m. sobre el nivel del mar). En este edificio se han emitido materiales de composición intermedia que evolucionan hacia términos sálicos, y que, en lo que se refiere a esta Hoja, tan sólo se observan pequeños afloramientos a modo de ventanas en el margen oriental, que se han considerado como traquiba-

saltos de Pico Viejo. Aparecen en lo que se considera la base de la Serie IV, siendo fosilizados por las traquitas de los Roques Blancos y por los traquibasaltos-fonolitas máficas (18).

Estos materiales mencionados (18) se sitúan en el límite entre la Serie III y IV, recubriendo desde luego a los basaltos de la Serie III. Las coladas presentan direcciones próximas a S-N, y son las que cubren parte del Valle de Icod, extendiéndose ampliamente por la Hoja situada al N (1103-III).

La distribución espacial de los tipos petrológicos emitidos por los centros de la Serie IV es desigual. Mientras en el área meridional de la Hoja abundan las emisiones de carácter básico, en el cuadrante NE, y en todo el borde oriental, predominan las rocas más diferenciadas, traquitas y traquitas máficas, fundamentalmente. Dentro del primer grupo señalado, se puede intentar establecer una sucesión de edades, con ciertas reservas. El cono más antiguo sería el de La Cebada, apareciendo los materiales más modernos en dirección E (Boca Cangrejo, Cascajo, Samara, Botija). También serían posteriores al volcán de La Cebada el cono de Bilma y, desde luego, los pequeños conos de las Montañas Negras. Estos últimos, junto con un salidero asociado a la Montaña del Cascajo, serían los más recientes dentro de esta formación (20).

Sobre los materiales anteriormente descritos y/o contemporáneos con ellos se observan unas coladas de traquitas (22), sin que exista un centro de emisión visible al cual atribuirlas. Ahora bien, estos materiales siempre aparecen debajo de las traquitas de los Roques Blancos y/o de las traquitas máficas de Montaña Reventada, por lo que sugieren la existencia de emisiones traquíticas anteriores a las de estos centros. La relación entre las traquitas de los Roques Blancos y Montaña Reventada es clara y no presenta ningún problema, ya que el edificio de Montaña Reventada se levanta sobre las coladas de traquitas de Roques Blancos y, además, se observa cómo las traquitas máficas cubren a las traquitas.

Después de estos últimos episodios traquíticos, que pueden relacionarse con el edificio central, ha tenido lugar un volcanismo histórico de tipo básico, representado en esta Hoja por los edificios de Montaña Negra y Chinyero. El Volcán de Montaña Negra o Volcán de Garachico (año 1706) presenta un cono piroclástico de una dimensión bastante grande (ver tabla II) y ha emitido lavas de composición intermedia de tipo «aa». Según crónicas de la época, la erupción fue bastante rápida y, debido además a la gran pendiente topográfica, la corriente de lava sepultó rápidamente la ciudad de Garachico y taponó su puerto.

A poco más de 2 km. del volcán de Garachico, en dirección sur, se sitúa el edificio del Chinyero, levantado en 1909. Es un cono de mucha menor entidad que el anterior, si bien presenta una boca en su lado oriental, que ha emitido piroclastos y coladas. Esta erupción también fue bastante rápida,

pero de menor entidad y sin producir casi daños materiales, ya que la zona arrasada por la lava eran antiguos malpaíses con algo de pinar. La naturaleza de los materiales es más básica, tratándose de basaltos olivínico-piroxénicos. La dirección de flujo es en general E-O.

9 EVALUACION DEL RIESGO VOLCANICO

9.1 INTRODUCCION

Gran parte del área comprendida en la Hoja 1110-IV (Santiago del Teide), del Mapa Geológico Nacional, debe ser considerada como «Area Volcánica Activa». En términos relativos se trata de una de las zonas con mayor riesgo eruptivo del archipiélago canario, dadas la proximidad histórica, la frecuencia de sus últimas erupciones, la vecindad del Teide y los datos geofísicos que apuntan a la existencia actual de magmas en el subsuelo.

La reciente historia geológica indica que en un próximo futuro, el evento volcánico más probable es la repetición de erupciones basálticas en la franja donde se han desarrollado la mayoría (90 por 100) de los volcanes recientes de esta zona. El mayor peligro de este tipo de erupciones aumenta rápidamente hacia el norte de la isla. Otro tipo de erupciones con mayor peligrosidad por sus fases explosivas, se relaciona con la extrusión de magmas sálicos en las vertientes del Teide-Pico Viejo.

El riesgo volcánico de esta zona puede calificarse como bajo en términos absolutos y también en comparación con otras áreas volcánicas activas. Sin embargo, en el marco del volcanismo canario, y dados los parámetros socio-económicos de esta zona de Tenerife, el riesgo es considerable y debe tenerse muy en cuenta la posibilidad de una futura erupción. En este sentido, es necesario elaborar los planes adecuados de prevención, tanto en lo que concierne a ordenación de territorio y protección civil, como en lo concerniente a la vigilancia instrumental de la actividad volcánica.

Las zonas donde se ha desarrollado alguna erupción en épocas históricas son consideradas «Areas Volcánicas Activas». Este concepto es muy claro cuando se circunscribe a un edificio volcánico poligenético, es decir, a un estratovolcán o escudo, en cuya cúspide o laderas se repiten periódicamente los fenómenos eruptivos. En otros casos, los límites de la zona activa son más difíciles de definir, salvo que la abundancia o concentración de edificios monogenéticos recientes permita establecer algún criterio volcano-tectónico. Esto último es lo que nos hace considerar como área volcánica activa a una gran parte de la Hoja de Santiago del Teide.

En períodos interruptivos las áreas volcánicas activas suelen presentar manifestaciones superficiales de la actividad endógena. Las más típicas de

estas manifestaciones son las fumarolas, que en Tenerife sólo existen en la cima del Teide. Otras manifestaciones son las aguas termales con alto contenido en CO_2 y otros gases magmáticos. En la zona que nos ocupa no encontramos estos tipos de indicadores, sin embargo, son notables las temperaturas relativamente altas y el elevado contenido en gases que se ha detectado en varias galerías subterráneas para captación de aguas.

Otro dato a tener en cuenta para controlar actividad endógena en esta zona, es la detección bajo la misma de una capa o cuerpo donde se atenúen las ondas sísmicas (SURIÑACH, 1985), que podría reflejar la presencia de material profundo muy conductor detectado mediante sondeos magnetotelúricos (ORTIZ et al., 1985).

Cuando las regiones volcánicas activas están densamente pobladas, las futuras erupciones suponen un riesgo para estos habitantes y sus bienes materiales. La evaluación de este riesgo es necesariamente especulativa cuando se refiere a volcanes monogenéticos, máxime cuando la dispersión de las erupciones anteriores es importante en el tiempo y en el espacio, tal como ocurre en la zona que nos ocupa.

El principal factor a tener en cuenta en la evaluación del riesgo volcánico es la peligrosidad intrínseca de todos y cada uno de los fenómenos que componen o se desarrollan en el proceso eruptivo. La mayor peligrosidad corresponde a los fenómenos explosivos, mientras que lo contrario ocurre con los fenómenos puramente efusivos.

Los piroclastos (volumen, estructura, granulometría, compactación, quimismo, localización, dispersión, etc., de sus depósitos) son los mejores indicadores de la anterior actividad explosiva de una zona volcánica. En nuestro caso los depósitos piroclásticos de las erupciones recientes están asociados a los centros eruptivos monogenéticos basálticos y traquibasálticos y su índice de peligrosidad es relativamente bajo. Los domos y las coladas lávicas (longitud, potencia, viscosidad, quimismo) reflejan las características de la actividad efusiva, que en esta zona ha sido muy importante, tanto en la producción lávica de los edificios basálticos y traquibasálticos monogenéticos como en los derrames de las bocas abiertas en el flanco occidental del complejo volcánico Teide-Pico Viejo.

La peligrosidad de las distintas facetas del proceso eruptivo afectará en mayor o menor medida a la población en función de una serie de parámetros socio-económicos (ocupación de la población, industrialización del área, nivel cultural, etc.), pero sobre todo en función de la ordenación territorial (vías de comunicación, servicios, áreas urbanas, rústicas, de cultivo o bosques, etcétera). Por otra parte la peligrosidad tiene diferentes grados que a su vez se ven modificados en sentido positivo o negativo para situaciones concretas por la topografía del terreno, por las condiciones climatológicas o por otros factores circunstanciales como puede ser la nocturnidad, o la repetitividad de la crisis, etc.

Para este trabajo no se ha realizado un estudio específico sobre los aspectos socio-económicos de la zona, aunque puede destacarse su carácter agrícola, con cultivos de secano y regadío, dominando estos últimos en el Valle de Santiago y en las franjas costeras. Hay que destacar la escasa colonización vegetal de las coladas recientes y de las faldas del Teide-Pico Viejo, aunque existe una zona boscosa con repoblaciones recientes desde la cota de los 1.400 m. hasta la base del Teide-Pico Viejo, en las estribaciones del Parque Nacional.

Son varios los núcleos de población que podrían verse afectados, si las futuras erupciones siguiesen las pautas del volcanismo precedente en cuanto a la localización de bocas eruptivas y dispersión de coladas y piroclastos.

Algunas de estas poblaciones importantes están en la costa, y las restantes tienen un acceso a la misma relativamente fácil. Sin embargo, existen pequeños caseríos aislados o con difíciles comunicaciones, especialmente en los altos que miran hacia el norte de la isla. Un rasgo cultural interesante es que las gentes de esta región tienen conciencia de que habitan una región volcánica activa y en sus conmemoraciones suele estar presente el recuerdo de las últimas erupciones que han padecido.

En general, ni la topografía ni la climatología de esta región suponen en sí mismos un incremento de la peligrosidad volcánica, que ya dijimos no era muy elevada de acuerdo con el desarrollo de los fenómenos eruptivos precedentes. En este caso, por tanto, parece que el riesgo depende en gran parte de factores humanos, de ahí la especial importancia que adquiere la ordenación territorial de la zona, pues aunque éste sea un tema vital en el Archipiélago Canario, lo es en más alto grado donde la posibilidad de una erupción sea mayor.

9.2 HISTORIA ERUPTIVA DE LA REGION NO DE TENERIFE

En estudios precedentes (ver, p. ej., FUSTER et al., 1968) y de manera más concreta en los Mapas y Memorias Geológicas de las Hojas del Mapa Geológico de España (E. 1:25.000) se han establecido unos ciclos o series volcano-estratigráficas a los que nos atendremos en este trabajo. Sin embargo la definición cronoestratigráfica de estas series es todavía muy pobre, especialmente en los últimos centenares de miles de años, donde no existen criterios paleomagnéticos fiables, ni tienen aplicación las dataciones por el método del K/Ar.

Una síntesis de esta historia eruptiva nos debería permitir la identificación de grandes estratovolcanes o volcanes en escudo, independientemente de la prolongación de su actividad eruptiva y del quimismo de los materiales emitidos, que en todo caso nos serían útiles para identificar los sucesivos ciclos magmáticos en cada edificio. Paralelamente a la formación

de estos edificios centrales, que requieren la existencia de cámaras magmáticas más o menos someras, se efectúan aportes casi continuos de magma profundo que ascienden inicialmente a favor de grandes fracturas.

Durante el Mioceno y hasta hace unos 2 m. a. en Tenerife, estas erupciones fisurales manifestaron su carácter en superficie, constituyendo los grandes edificios que hoy se conocen como Macizos Antiguos o Dorsales en las diferentes islas. Al crecer las islas y engrosarse también en profundidad la corteza, se dificulta el ascenso de magma hasta la superficie, lo cual debe coincidir también con una disminución en producción de fundidos mantélicos debido a la mayor profundidad de su génesis o al menor grado de fusión parcial, que se manifiesta en un aumento de la alcalinidad en los líquidos primarios.

De hecho, a los grandes edificios fisurales de Tenerife, les sucede un edificio central que se localiza en la conjunción de las dos grandes directrices volcano-tectónicas (NE-SO y SE-NO) que configuraron los citados Macizos Antiguos de Teno, Anaga y la Dorsal. Parece evidente que durante el Cuaternario la actividad volcánica se concentró en este edificio central, localizándose también en su entorno la mayor parte de la actividad fisural que, sin embargo, también presenta manifestaciones puntuales más o menos alejadas (ARAÑA et al., 1985).

Durante el Cuaternario, la actividad fisural en el flanco oriental del edificio central debió ser importante en la dirección SE-NO, que coincide con un espigón que supera los 1.500 m. de altura a lo largo de varios kilómetros.

Si nos atenemos a un cálculo simplista, extrapolando las observaciones superficiales en este tramo ($\sim$1 volcán $\times$ km^2 y 0,01-0,02 km^3 de lava $\times$ erupción) se requeriría una tasa eruptiva relativamente baja (1-2 erupciones $\times$ 1.000 años) para justificar el actual relieve existente entre el Teide-Pico Viejo y el macizo de Teno. Estas cifras corroboran la mayor importancia relativa de las erupciones en el centro de la isla donde en el mismo período de tiempo se han formado sucesivamente los complejos volcánicos de Las Cañadas y Teide-Pico Viejo, separadas por la formación de una gran caldera.

En síntesis podemos referirnos a la siguiente sucesión volcanoestratigráfica en el NO de Tenerife (fig. 7).

1) Macizo de Teno.
2) Edificio Cañadas-Conos monogenéticos en la dirección NO-SE.
3) Edificio Teide-Pico Viejo-Conos monogenéticos aflorantes en la dirección NO-SE.

Especial interés tienen los volcanes históricos en esta zona o en sus cercanías:

Volcán Negro (o Montaña Negra, o Arenas Negras)-1706.
Volcán Chahorra (o Narices del Teide)-1798.
Volcán Chinyero-1909.

Curiosamente ha transcurrido casi exactamente un siglo entre sus erupciones, aunque esta cifra por lo menos se dobla con respecto a la precedente «no histórica». De ahí el escaso valor estadístico de tales fechas en cuanto a determinar la posibilidad de una nueva erupción.

Tampoco pueden deducirse alineaciones precisas entre estos volcanes, que ni siquiera aisladamente han manifestado su asociación con las raíces fisurales que sin duda existen en profundidad, pues sólo el Volcán Chahorra presenta varias bocas alineadas según una dirección radial del Pico Viejo, sobre cuyo flanco se abren.

Si hay bastante similaridad en cuanto al quimismo de sus materiales, al volumen y dispersión de material emitido, tanto lávico como piroclástico y a la duración del paroxismo, coincidiendo a su vez estos parámetros con los que podrían considerarse como «standards» para este tipo de erupciones.

A los efectos de evaluar el riesgo volcánico actual, no podemos limitarnos a las erupciones históricas, debiendo considerarse también las etapas finales del complejo Teide-Pico Viejo y todos los volcanes monogenéticos Holocenos. En el Teide parece evidente que se ha culminado un ciclo magmático con el vaciado de los líquidos residuales que ocupaban las cámaras someras. Sin embargo, alguno de estos residuos todavía fundidos, pero sin energía suciente para su erupción, han sido asimilados por magmas profundos que en su ascenso atraviesan estas cámaras. Por otra parte, los basaltos de los volcanes monogenéticos recientes, revelan asimismo un cierto grado de diferenciación, debido posiblemente a la pérdida de algunas fases minerales durante su ascenso (ARAÑA et al., 1985b).

Todas estas circunstancias quedan reflejadas en la variedad litológica ya reseñada en la Memoria de esta Hoja, que en parte habría que explicar, como hemos dicho, por una mezcla de magmas cuyo alcance no es fácil discernir, aunque parece más patente en los volcanes monogenéticos próximos a los flancos del Pico Viejo.

9.3 PELIGROSIDAD DE LOS DISTINTOS FENOMENOS VOLCANICOS

Independientemente de las matizaciones que pueden introducir una serie de factores (ver, p. ej., ARAÑA, 1978, y ARAÑA y ORTIZ, 1984), la peligrosidad de una erupción debe evaluarse para los distintos fenómenos volcánicos que concurren o se suceden.

A grandes rasgos son mucho más peligrosas en potencia, debido a su explosividad, las erupciones de magmas sálicos que las basálticas. En la zona que estamos estudiando las erupciones sálicas recientes se concentran en los flancos del Teide, e incluso éstas no han tenido carácter explosivo, debido tal vez a que su peralcalinidad está asociada a una mayor solubili-

dad de volátiles (ARAÑA et al., 1985a) y a que sus magmas proceden de una zona lateral de la cámara del Teide-Pico Viejo, más fría y desgasificada.

En relación con lo anterior, el máximo peligro se asocia con la emisión de piroclastos pumíticos, bien de proyección aérea o de flujo (coladas y oleadas piroclásticas).

La peligrosidad de los piroclastos de proyección área es función de su acumulación sobre los techos de construcciones débiles o zonas cultivadas.

No parece que deban considerarse aquí otras facetas altamente peligrosas en determinadas áreas volcánicas muy diferentes a las que nos ocupa. Este es el caso de los lahares y corrientes de fango que la actual hidrografía y climatología de Canarias hacen poco probables incluso en zonas tan altas como la base del Teide.

Un alto grado de peligrosidad sí debe considerarse en las emanaciones gaseosas, incluso en períodos interuptivos. De esto hay una triste experiencia en la zona, donde no son infrecuentes las víctimas producidas por las emanaciones gaseosas en las profundas galerías construidas para captación de aguas subterráneas.

También hay que tener en cuenta la peligrosidad de los sismos volcánicos, de los que, sin embargo, existen muy pocos conocimientos empíricos en Canarias.

Aunque las coladas basálticas son generalmente consideradas con un bajo factor de peligrosidad, no debe ser así en esta zona donde las mayores catástrofes han sido originadas por esta causa, tanto en el caso de la destrucción de Garachico, como por el pánico creado en Santiago del Teide al aproximarse las coladas del Chinyero. Además hay que tener en cuenta

---

1. *Principales poblaciones y carreteras.*
2. *Límites de la Hoja 1.100-IV.*
3. *Curvas de nivel (el edificio Teide-Pico Viejo quedaría limitado por la cota 2.200 m.).*
4. *Límites geomorfológicos del Macizo de Teno (NO) y del Edificio Cañadas, o Pre-Teide (S).*
5. *Borde de la Caldera de Las Cañadas.*
6. *Límites de la alineación tectovolcánica (en trazos de divisoria de aguas).*
7. *Cráteres y bocas efusivas del complejo volcánico T-PV.*
8. *Volcán Taco (erupción con episodios freatomagmáticos).*
9. *Conos monogenéticos basálticos subrecientes.*
10. *Conos monogenéticos basálticos muy recientes (posiblemente Holocenos).*
11. *Volcanes históricos (con fecha de erupción).*

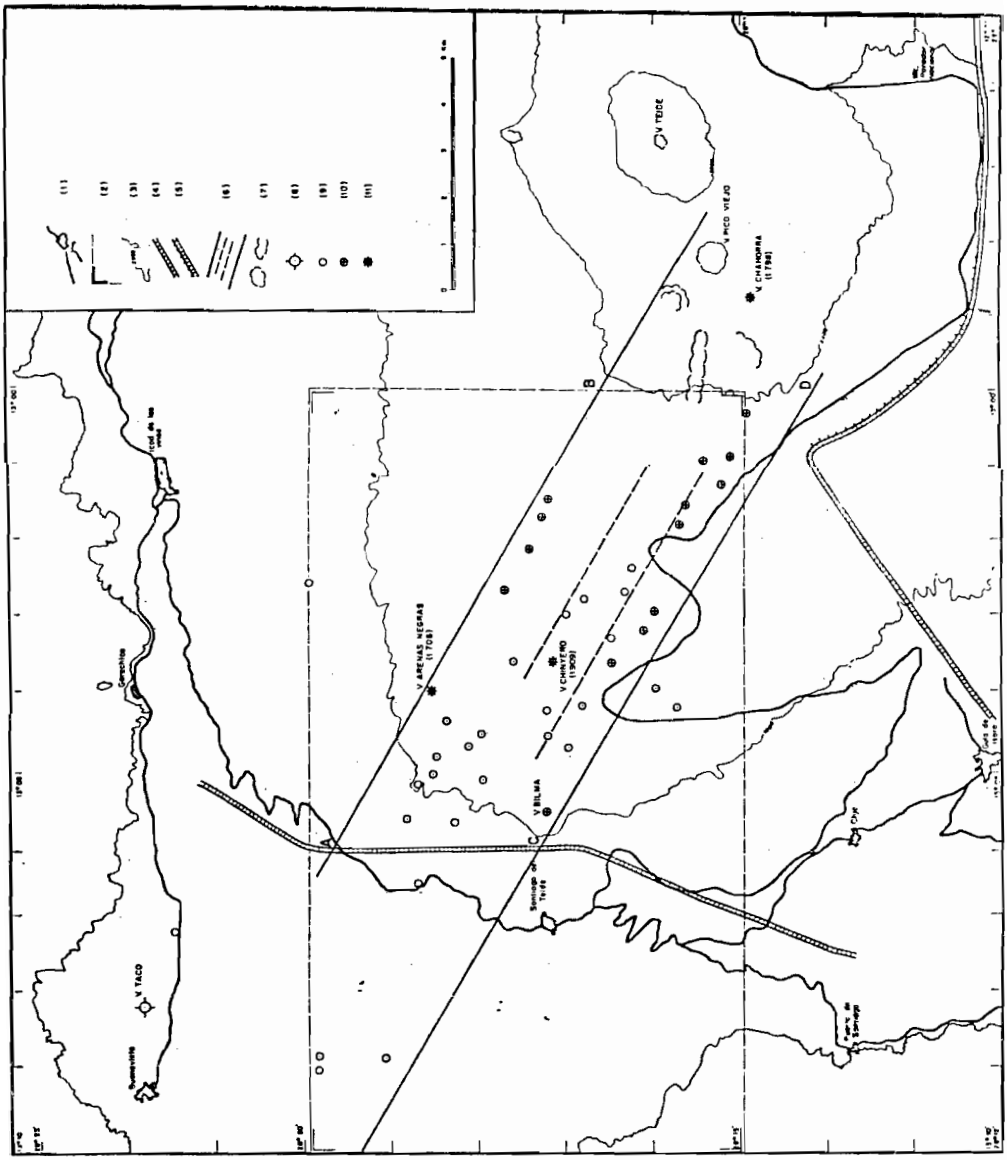


Figura 7.—Esquema volcano-tectónico de la zona de Santiago del Teide. Tenerife.

que la duración de estas erupciones ha sido muy corta (9 días), mientras que la duración media de este tipo de eventos suele ser de unos 73 días, asociándose a estas etapas de actividad más largas una mayor potencialidad de daños.

Un factor que agrava la peligrosidad de estas coladas basálticas o de composición intermedia es la fuerte pendiente del terreno que las permiten adquirir grandes velocidades. Por otra parte la alta temperatura y relativamente baja viscosidad de los basaltos permite que las coladas de esta naturaleza sean de poca potencia y alcancen grandes distancias. En la figura 9 se presenta un gráfico con las distintas viscosidades y su evolución con la temperatura, para distintas lavas recientes en la zona de Santiago del Teide, destacando la gran fluidez de las coladas más recientes.

Esta peligrosidad se incrementa en coincidencia con lluvias, ya que los piroclastos se empapan en agua aumentando su peso. La dispersión de cenizas crea otro tipo de peligros en amplias zonas y a diferente altura, originando trastornos respiratorios y cuadros tóxicos o creando problemas en el tráfico aéreo. Cuando se trata de piroclastos basálticos (lapilli) la peligrosidad se atenúa considerablemente dada su concentración en torno a la boca eruptiva; por el contrario, una violenta explosión pliniana en cualquier punto de la zona central de la isla crearía grandes problemas.

Las coladas piroclásticas son altamente peligrosas, aunque la zona de afección está limitada por la topografía preexistente. En nuestro caso no hay indicios recientes de este mecanismo eruptivo que sólo podría desarrollarse en los flancos del Teide-Pico Viejo.

La máxima peligrosidad explosiva está relacionada con las oleadas piroclásticas cuya generación parece requerir una fuerte interacción agua-magma que incrementaría considerablemente la energía mecánica en el mecanismo eruptivo. Para evaluar este peligro (antes o después de iniciada la erupción) es necesario conocer la hidrología de la zona y en especial la profundidad de los acuíferos que podrían ponerse en contacto con la columna ascendente de magma al variar el nivel de fragmentación en los conductos. En cualquier caso no existen indicios de que se hayan desarrollado oleadas piroclásticas en el Teide-Pico Viejo, aunque sí en el edificio pre-caldera y en numerosas erupciones freatomagmáticas del sur de la isla, por lo que hay que considerar esta posibilidad en toda la interfase costera.

En las coladas hay que considerar además el peligro adicional de su desgasificación una vez detenidas, ya que estos gases tóxicos son más densos que el aire y se acumulan durante largo tiempo, especialmente si no hay viento, en las depresiones del terreno.

Finalmente hay que tener en cuenta la generación indirecta de algunos fenómenos cuya peligrosidad es muy alta. Ejemplos típicos son las roturas de presas o el incendio de bosques. A este respecto debe considerarse muy seriamente en esta zona la existencia de taludes inestables en los

escarpes del norte de la isla y en algunos barrancos. Parece evidente que unos simples temblores volcánicos podrían desencadenar el brusco desprendimiento de estas masas rocosas.

9.4 ZONACION DEL RIESGO VOLCANICO

Para evaluar el riesgo en esta Hoja, hay que considerar tres situaciones bien diferenciadas:

1) Erupciones correspondientes a la alineación volcanotectónica que cruza la Hoja con dirección NO-SE.
2) Erupciones correspondientes al gran edificio central de Teide-Pico Viejo.
3) Erupciones localizadas fuera de los dos dominios antes citados.

A su vez en cada uno de estos casos deben tenerse en cuenta distintas zonas cuyas características pueden condicionar fuertemente tanto el curso de las coladas (caso de los barrancos de Teno) como los mecanismos eruptivos (erupciones freatomagmáticas violentas en la interfase costera) e incluso la viscosidad del magma y por tanto el alcance de las coladas o la explosividad de algunas fases eruptivas (erupción de magmas más evolucionados o mezclados con productos residuales de ciclos anteriores).

Finalmente, la composición del magma y su contenido en volátiles determinarán importantes modificaciones en la evaluación del riesgo que deben tenerse previstas, aunque en el momento actual no pueda aventurarse sino la mayor posibilidad de formación de magmas sálicos bajo el edificio Teide-Pico Viejo, lo que aumenta la peligrosidad potencial de las erupciones en su flanco occidental.

En la figura 8 se distinguen esquemáticamente varias zonas con distintos grados de riesgo si nos atenemos a la probabilidad (alta, media o baja) de una erupción y a su teórica peligrosidad (alta, media o baja).

Dentro de la franja eruptiva basáltica (ABCD), el mayor riesgo se concentra en su borde septentrional debido a su proximidad al escarpe que jalona el norte de la isla. La baja viscosidad de las lavas basálticas permitiría que se alcanzase rápidamente este escarpe, incluso en erupciones que arrojasen un volumen relativamente pequeño de magma, como ocurrió con el volcán que destruyó Garachico. Por el contrario las erupciones cuyas coladas se dirigiesen hacia el sur presentan un menor riesgo debido a que la topografía del terreno presenta una pendiente más suave hacia el mar, permitiendo incluso un cierto margen para la construcción de barreras que remansasen o desviasen las coladas, en el caso de que el volumen lávido no fuese excesivo para plantearse esta defensa activa.

Afortunadamente, los principales núcleos de población están lejos (~10

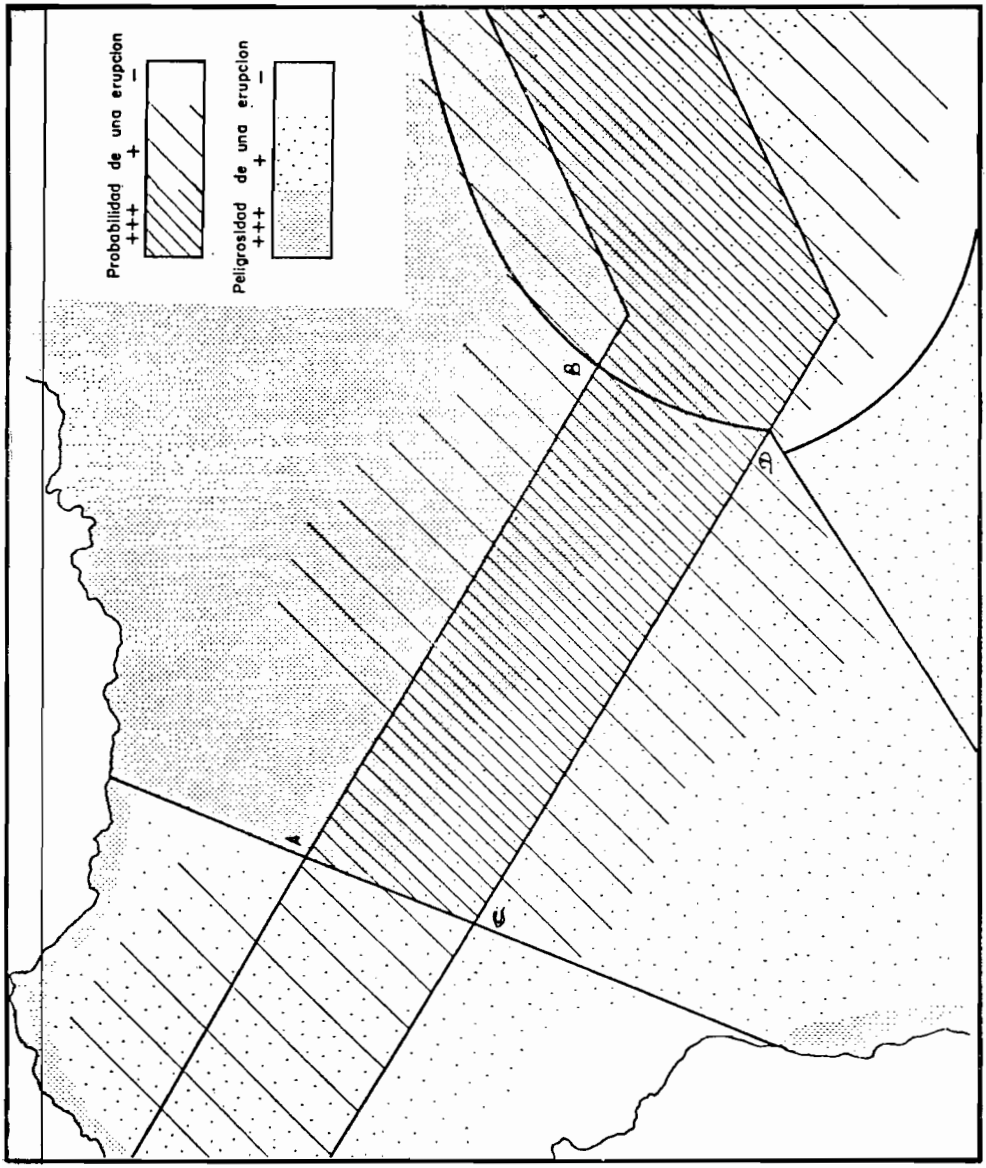

Probabilidad de una erupcion
+++
+
-
Peligrosidad de una erupcion
+++
+
-
A
B
C
D

Figura 8

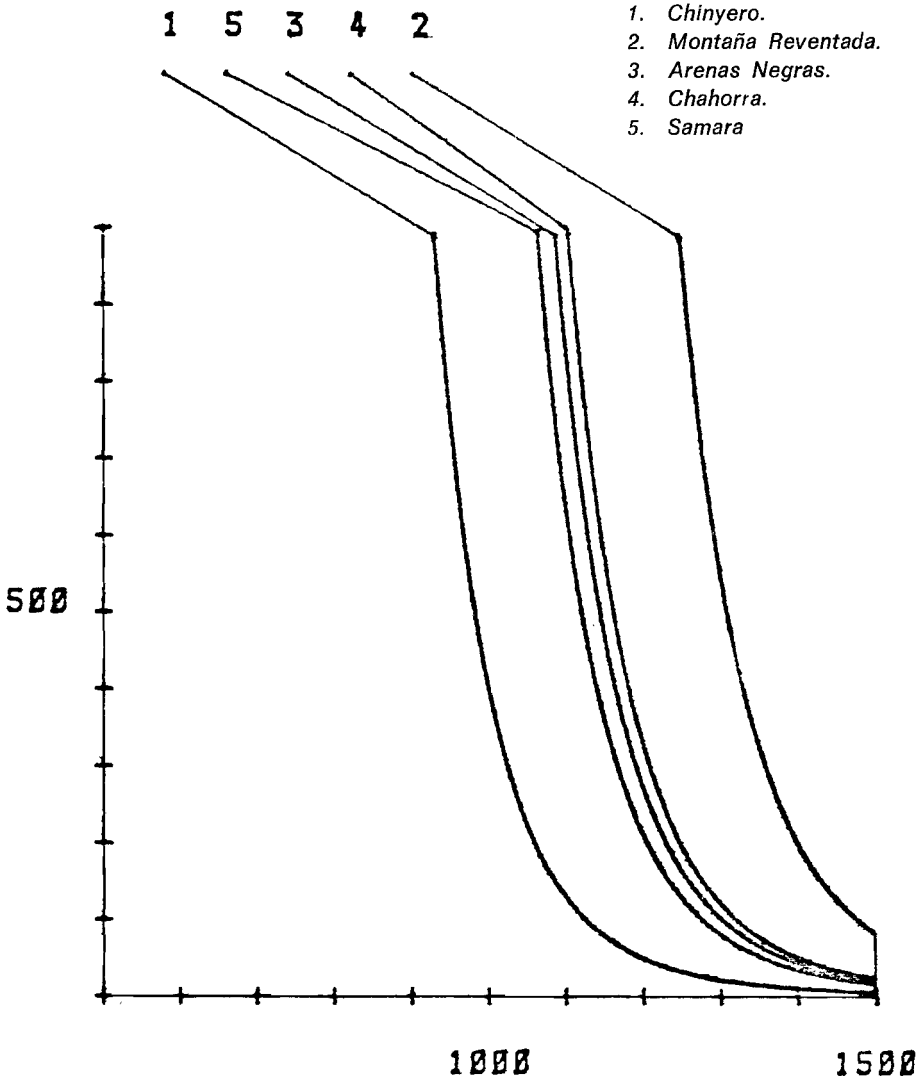

1 5 3 4 2
1. Chinyero.
2. Montaña Reventada.
3. Arenas Negras.
4. Chahorra.
5. Samara
500
1000
1500

Figura 9

kilómetros) del edificio Central Teide-Pico Viejo, lo que les deja prácticamente fuera del campo de influencia de las coladas y oleadas piroclásticas que pudieran emitirse por colapso de columnas eruptivas o en explosiones dirigidas desde bocas situadas sobre los 2.200 m. No obstante las coladas emitidas desde las cimas y vertientes O y N del Teide-Pico Viejo definen también un elevado riesgo, especialmente para las poblaciones del norte de la isla. Dentro de este Edificio Central se han señalado las franjas donde se acumulan prioritariamente sus bocas eruptivas que, sin embargo, carecen de peligrosidad cuando la dispersión de sus productos queda limitada al interior de la Caldera de Las Cañadas.

Las vertientes meridionales del Macizo de Teno no tienen poblaciones estables en sus valles ni en sus costas por lo que los riesgos a tener en cuenta son mínimos. Por el contrario en las restantes franjas costeras no acantiladas, se ha considerado una mayor peligrosidad inherente a posibles erupciones freato-magmáticas de las que el volcán de Taco, en Buenavista, podría ser un ejemplo, ya que inicia su actividad con fases puramente magmáticas y de explosividad reducida, que va incrementándose con la progresiva eficacia de la interacción agua-magma (ARAÑA et al., 1985c).

Una mayor precisión de estas zonas de riesgo no tendría sentido en el momento actual, salvo que se tratase de un estudio por «microzonas» en atención a su especial valor estratégico o económico. En estos casos sería necesario tener en cuenta la topografía y sus posibilidades de modificación antrópica; así, por ejemplo, el núcleo urbano de Santiago del Teide está hoy protegido por la montaña de Bilma de las erupciones axiales, salvo que éstas surgiesen casi en el borde del Macizo de Teno.

Tampoco tiene mayor sentido llevar estos condicionamientos topográficos (promontorios, barrancos, etc.) a una cartografía del riesgo regional, ya que siendo previsible que el mayor peligro proceda de las coladas, éstas tendrán siempre un curso conocido al discurrir por la línea de mayor pendiente o encajarse en barrancos, que podrán ser identificados apenas se localice el nuevo centro eruptivo.

9.5 PREVENCION DE ERUPCIONES

La evaluación del riego volcánico en esta zona se ha realizado con un número no muy alto de datos, por lo que en primer lugar debe afrontarse su complementación como primer paso para la prevención eficaz de futuras erupciones.

1a) La información geológica o volcanológica que interesa recabar mediante las oportunas investigaciones estructurales, petrológicas, estratigráficas y geocronológicas, tiende a identificar la posible exis-

tencia de ciclos de vida corta en la actividad volcánica, tanto del eje fisural como del edificio central Teide-Pico Viejo. El conocer con la mayor precisión posible si estamos en el inicio, intermedio o final de uno de estos ciclos puede ser definitivo para identificar el emplazamiento y tipo de erupción que pueda desarrollarse en un futuro próximo.

1b) Es fundamental profundizar en el conocimiento de la estructura profunda de esta zona, mediante la aplicación de métodos geofísicos eficaces para la detección de masas fundidas o sus movimientos. En este sentido son necesarias las campañas periódicas de sísmica, gravimetría y magnetotelúrica.

1c) Se precisa asimismo actualizar la estadística sobre las condiciones meteorológicas de la zona y en especial sobre la dirección e intensidad de los vientos a distintas alturas que condicionarán la dispersión de piroclastos.

En segundo lugar habría que considerar el seguimiento de la actividad endógena con instrumentación fija y equipos portátiles. En el momento actual bastaría con una red estable mínima, acentuando en cambio durante algunos años los reconocimientos periódicos hasta conocer con precisión el fondo regional de anomalías en los distintos parámetros.

2a) Instalar una estación sísmica enlazada a la red del IGN.

2b) Plantear bases gravimétricas y de nivelación enlazadas con la red de nivelación instalada en la Caldera de Las Cañadas por el CSIC.

2c) Analizar periódicamente la cantidad y composición de radón y otros gases presentes en algunas galerías.

2d) Campañas geofísicas para detección de anomalías magnéticas, eléctricas, térmicas, etc., relacionables con la actividad de procesos endógenos.

En tercer lugar habría que recopilar y mantener actualizada toda la información concerniente a los medios disponibles para afrontar una evacuación, atender a las posibles víctimas y establecer una «defensa activa» si se considerase procedente.

3a) Medios de transporte disponibles (terrestres, marítimos y aéreos), así como lugares de atraque en caso de barcos, aterrizaje para helicópteros y carreteras o pistas alternativas.

3b) Medios mecánicos y humanos para construir barreras o abrir zanjas de grandes proporciones.

3c) Servicios sanitarios y asistenciales. Puntos de reunión o informamación. Direcciones alternativas de evacuación. Depósitos de agua, víveres, etc.

3d) Posible respuesta de la población ante una crisis eruptiva. Grado de información a nivel de adultos y escolar.

Todas estas medidas preventivas requieren la elaboración de un programa de actuación con distintos grados de emergencia y responsabilidades bien delimitadas en la toma de decisiones y en la coordinación: Autoridades civiles, Equipo científico, Medios de comunicación. La responsabilidad de elaborar y, en su caso, llevar a cabo este programa de prevención corresponde tanto a las autoridades locales, como a las autonómicas y nacionales, cada una en la esfera de sus respectivas competencias.

El objetivo de este programa no es otro que el de tener previsto el peligro antes de que éste se presente, preparando las respuestas que mitiguen sus posibles daños.

El programa debe mantenerse al día y la población afectada debe tener información sobre el mismo. Los sistemas de información y alerta deben de recibir la máxima atención, con alternativas que eviten su posible fallo.

El programa debe contar con la suficiente información científica de base para poder señalar zonas con diferente grado de riesgo desde el mismo momento en que se inicie la erupción o se conozca su inminencia o evoluciones.

También sería conveniente estudiar de antemano la localización y características de las barreras que pudieran construirse en un plan de defensa activa contra coladas que amenazasen directamente los principales núcleos de población.

En cualquier caso, la prevención de erupciones en esta zona debe enmarcarse en un amplio programa de investigación que contemple la vigencia de los volcanes canarios. En este programa los aspectos instrumentales quedarían cubiertos en una primera fase con (ARAÑA, 1983):

Vigilancia sísmica

— Red sísmica fija (actualmente: 1 estación del IGN por isla).
— Redes portátiles (equipos del IGN y CSIC).
— Campañas de microsismicidad (equipos del IGN).

Vigilancia de movimientos y deformaciones del suelo

— Redes de nivelación (actualmente una del CSIC, en Las Cañadas).
— Redes clinométricas (una en proyecto del CSIC, en Lanzarote).
— Campañas de geodimetría y extensometría (IGN, CSIC).

Vigilancia de las modificaciones de masa en profundidad

— Redes microgravimétricas (una en proyecto del CSIC).
— Campañas de gravimetría (CSIC e IGN).

Vigilancia de las variaciones del campo magnético

— Redes de magnetismo diferencial (IGN y CSIC).
— Campañas de MT (CSIC).

Vigilancia de variaciones en la composición y temperatura de gases

— Control del quimismo en fumarolas y aguas subterráneas (CSIC).
— Redes para la detección de radón (en proyecto CSIC).
— Termometría continua en zonas de anomalías térmicas (CSIC).
— Campañas termométricas en tierra y mediante infrarrojos desde el aire (CSIC).

10 HIDROGEOLOGIA

El sector de menor pluviometría de la Hoja se encuentra al suroeste, en el Acantilado de los Gigantes, con valores anuales de unos 200 mm. Hacia el noroeste, con el aumento en altura, se han alcanzado valores mayores, superiores a los 600 mm.

Se pueden distinguir dos unidades hidrogeológicas bien diferenciadas. Una corresponde al tercio occidental, constituida por los terrenos volcánicos antiguos del Macizo de Teno. La otra comprendería los tercios central y oriental, en donde, sobre un substrato antiguo profundo semejante al del macizo citado, se ha superpuesto una cobertera de terrenos más modernos.

Mientras en la primera unidad los terrenos están bastante compactados y atravesados por numerosos diques verticales de emisión, lo cual representa dificultades para la infiltración y flujo subterráneo del agua, en la segunda, los terrenos volcánicos son más permeables, con una infiltración mayor.

Los acuíferos más importantes se encuentran en la base de la cobertera de las Series III y Cañadas, superpuestas al substrato de terrenos volcánicos antiguos (Serie I). En el interior del Macizo de Teno y debido a las condiciones hidrogeológicas citadas, los acuíferos son menos importantes. Son más frecuentes los manantiales superficiales.

La explotación de las aguas subterráneas de la zona se realiza mediante numerosas perforaciones horizontales (galerías o túneles de agua), situadas a cotas y en direcciones muy variables de acuerdo con la complejidad topográfica y geológica eixstente. En general, las perforadas en el Macizo de Teno son de menor longitud y caudal.

Casi todas las aguas subterráneas del sector son bicarbonatadas alcalinas, produciendo precipitación de carbonato cálcico a veces en grandes

masas, lo que puede constituir serios problemas para los sistemas de conducción (canales o tuberías). También se produce desprendimiento de anhídrido carbónico en el interior de las perforaciones.

Las aguas del Macizo de Teno son además desoxigenadas, produciendo carencia de oxígeno en el ambiente interior de las galerías y dejando residuos amarillentos, rojizos o negros de hidróxidos y óxidos de hierro en los alrededores de los manantiales subterráneos.

11 GEOLOGIA ECONOMICA

No se conocen en la Hoja yacimientos minerales explotables, ni reservas. Sólo existen pequeñas explotaciones de rocas industriales de dos tipos: Piroclastos basálticos y materiales detríticos sedimentarios.

Piroclastos basálticos.—Constituyen grandes masas explotables, algunas lo han sido ya de una manera parcial o con una explotación intermitente, en numerosos conos volcánicos subrecientes o recientes del sector central de la Hoja, tales como las Montañas de la Quebradas del Topo, los Tomillos, del Viento y del Estrecho, pertenecientes todos ellos a la Serie III, así como en la Montaña del Palmar situada al noroeste. También han sido explotadas las Montañas de Boca Cangrejo y Bilma dentro del grupo de volcanes de la Serie IV. Son conos de cínder (lapillis y escorias) con un tamaño de los piroclastos que oscila entre 0,5 y 3 cm. Presentan coloraciones diversas entre el negro (color original) al amarillo o rojizo después de su alteración. Se utilizan para áridos, explanación de carreteras, fabricación de bloques, bovedillas, etc.

Depósitos sedimentarios.—Se han explotado y se siguen explotando de una manera intensiva los sedimentos arcillosos cuaternarios situados en diferentes áreas de los valles de Erjos y Santiago del Teide, tales como en las proximidades de Erjos, Ruiz Gómez, Los Topos, Los Partidos, de Franquis, Valle de Arriba y Valle del Palmar.

Son sedimentos arcillosos relacionados con la formación de antiguos aluviales y/o suelos vegetales, que permanecen «in situ» o corresponden a acumulaciones posteriores después de una movilización y transporte. Presentan coloraciones y espesores diversos, pudiendo estar incluidos en los mismos, clastos de diferentes tipos, cantos rodados o costras calcáreas. En algunos casos se han observado estructuras sedimentarias, que indicarían medios sedimentarios del tipo fluvial y lagunar, observándose laminaciones paralelas a modo de ritmitas en los sedimentos del Valle del Palmar, con deposición de sedimentos finos y estratificaciones cruzadas en los depósitos de Erjos y Ruizgómez.

Se utilizan para la formación de suelos agrícolas en zonas a veces muy alejadas, especialmente en el sur de la isla, recubriendo malpaíses que de este modo se convierten en campos para el cultivo del plátano principalmente.

12 BIBLIOGRAFIA

ABDEL-MONEM, A.; WATKINS, N. D., y GAST, P. W. (1972).—«Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma and Hierro». *Am. J. Sci.*, 272, 805-825.

ARAÑA, V., et al. (1970).—«Mapa eGológico de España escala 1:50.000. Isla de Tenerife». *Inst. Lucas Mallada e Inst. Geol. y Minero de España.* Hoja 1.110, Guía de Isora.

ARAÑA, V. (1971).—«Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias)». *Est. Geol.*, 27, 95-135.

ARAÑA, V., y BRANDLE, J. L. (1970).—«Variation trends in the alkaline salic rocks of Tenerife». *Bull. Volcanol.*, 33, 1115-1165.

ARAÑA, V., y CARRACEDO, J. C. (1978).—«Los volcanes de las Islas Canarias 1: Tenerife». Editorial Rueda, Madrid, 151 pp.

ARAÑA, V. (1978).—«Riesgo de erupciones volcánicas. Ciencia y Política». *An. Estudios Atlánticos,* 24, 653-664.

— (1983).—«Identification of high-risk volcanoes in the Canary Islands. Volcano surveillance». UNESCO Workshop on International mobile early warning system(s) for volcanic eruptions and seismic activities. Roma.

ARAÑA, V., y ORTIZ, R. (1984).—«Volcanología». Edit. Rueda-CSIC. Madrid, 525 pp.

ARAÑA, V.; BARBERI, F., y FERRARA, F. (1985).—«Petrology and geochemistry of Teide-Pico Viejo volcanic complex». *IAVCEI Simposium,* Catania.

ARAÑA, V.; APARICIO, A.; GARCIA CACHO, L.; GARCIA, R., y ORTIZ, R. (1985).—«Mezcla de magmas en el volcanismo reciente de Tenerife». (En preparación.)

ARAÑA, V.; BELLIDO, F.; BUSTILLO, M. A.; OMARINI, R., y ORTIZ, R. (1986).—«Interacción agua magma en la erupción del volcán de Taco, Tenerife, Islas Canarias)». *Anales de Física,* 82, 154-175.

BAILEY, D. K., y SCHAIRER, J. T. (1966).—«The System SiO_2, Na_2O, Al_2O_3 at 1 Atmosphere and the Petrogenesis of Alkaline Rocks». *Jour. of Petrol.*, 7, 114-170.

BRANDLE, J. L. (1972).—«Evolución geoquímica de los materiales volcánicos sálicos alcalinos de la Isla de Tenerife». Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, Universidad Complutense de Madrid.

— (1973).—«Evolución geoquímica de los materiales volcánicos sálicos y alcalinos de la Isla de Tenerife». *Est. Geol.*, 29, 5-51.

BRAVO, T., y HERNANDEZ-PACHECO, A. (1980).—«Islas Canarias. Excursión 121 A+C. Tenerife». *Bol. Geol. Min.*, t. XCI-II, 380-390.

CABRERA, M.ª P. (1981).—«Las erupciones históricas de Tenerife». Tesina de Licenciatura, Fac. Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

CANTAGREL (1985).—U. M. P. Seminario sobre: «Evolución Vulcanológica del Atlántico Central (Canarias, Madeira, Azores)». *¿Cuál es la edad de las Islas Canarias? Datos geocronológicos actuales.*

CARRACEDO, J. C. (1979).—«Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife». Aula de Cultura de Tenerife, 82 pp.

COELLO, J. (1973).—«Las Series volcánicas en subsuelos de Tenerife». *Estudios Geológicos*, vol. 29, núm. 27.

CHAO, E. C. T., and FLEISCHER, M. (1960).—«Abundance of zirconium in igneous rocks». *21st Int. Geol. Congr. Copenhagen Proc.*, 1, 106-131.

ESNAOLA, J. M., y MARTIN, M. (1985).—«Mapa Geológico de España, 1:25.000 (2.ª serie)». *IGME*, Hoja 1.100-III, Guía de Isora.

FERNANDEZ NAVARRO, L. (1911).—«Erupción volcánica del Chinyero (Tenerife)». *Anales de la junta para la ampliación de estudios e investigaciones científicas*, t. V, 1-98.

FUSTER, J. M.; ARAÑA, V.; BRANDLE, J. L.; NAVARRO, J. M.; ALONSO, U., y APARICIO, A. (1968).—«Geology and volcanology of the Canary Islands. Tenerife». *Inst. Lucas Mallada*, Madrid, Symposium Volcanology, Tenerife, 1966, *Spec. Pub.*, 218 pp.

FUSTER, J. M., et al. (1968).—«Mapa Geológico, 1:100.000, de las Islas Canarias. Tenerife». *Inst. Geol. y Min. de España e Inst. Lucas Mallada.*

HERNANDEZ PACHECO, A. (1979).—«Lineaciones estructurales y vulcanismo en el Archipiélago Canario». *Comunicaciones de la 3.ª Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Madrid, 1565-1590.

— (1981).—«Pautas geoquímicas y distribución espacial del vulcanismo sálico en el Archipiélago Canario». *Comunicaciones de la 4.ª Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, tomo III, 1757-1777.

— (1985).—«El Vulcanismo histórico en las Islas Canarias». U. M. P. Seminario sobre: «Evolución Vulcanológica del Atlántico Central (Canarias, Madeira, Azores).

HERNANDEZ PACHECO, A., e IBARROLA, E. (1973).—«Geochemical variation trend between the different Canary Islands in relation to their geological position». *Lithos*, 6, 389-402.

IBARROLA, E. (1969).—«Variation trends in basaltic rocks of the Canary Islands». *Bull. Volcanologique*, 33, 701-728.

— (1970).—«Variabilidad de los magmas basálticos en las Canarias Orientales y Centrales». *Est. Geol.*, 26, 337-399.

NAVARRO, J. M. (1974).—«Plano Geológico del Complejo "Teide-Pico Viejo"». *Bol. Geol. y Min. de España,* t. XCI-II.

ORTIZ, R.; ARAÑA, V.; ASTIZ, M., y GARCIA, A. (1985).—«Estudio magnetotelúrico de Tenerife». (Preprint.)

PEARCE, J. A., y NORRY, M. J. (1979).—«Petrogenic Implications of ti, Zr, y and Nb Variations in Volcanic Rocks». *Contrib. Mineral. Petrol.,* 63, 33-47.

SURIÑACH, E. (1985).—«La estructura cortical del Archipiélago Canario. Resultados de la interpretación de perfiles sísmicos profundos». *Anales de Física,* 82, 62-77.