

# LA GEA: ANÁLISIS DE UNA ISLA EN ESTADO POST-EROSIVO DE DESARROLLO

JUAN CARLOS CARRACEDO, FRANCISCO JOSÉ PÉREZ TORRADO Y JOAQUÍN MECO

## 1. INTRODUCCIÓN

La isla de Fuerteventura tiene una fuerte personalidad geológica en el conjunto de las islas Canarias. Sus rasgos geológicos más definidos están en clara relación con el hecho de que es la primera isla en formarse y, por consiguiente, la más antigua del archipiélago.

La mayoría de las islas volcánicas oceánicas experimentan un proceso de hundimiento (subsistencia) poco después de emerger, transformándose de nuevo en montes submarinos transcurridos unos pocos millones de años. En contraste, las islas Canarias no están afectadas en igual forma por este proceso, manteniéndose emergidas por decenas de millones de años, posiblemente hasta que la erosión marina y los agentes meteóricos las desmantelen totalmente.

Su extrema antigüedad relativa dificulta la reconstrucción de la geología de la isla, de la que apenas subsiste una fracción del volumen que alcanzara en el máximo de su desarrollo. Facilita, en cambio, la observación de las estructuras más profundas que componen estos edificios volcánicos, especialmente sus estadios de desarrollo submarino, imposibles de observar en afloramiento en la mayoría de los archipiélagos volcánicos similares. Esta peculiaridad debe estar relacionada con su localización, próxima al borde continental, que sin duda tiene influencia en las características de la corteza sobre la que se han formado y se asientan las Canarias.

La cercanía de Fuerteventura al continente africano explica su clima extraordinariamente árido y la casi total ausencia de una cubierta vegetal arbórea, un obstáculo típico en la mayoría de los archipiélagos oceánicos para las observaciones geológicas.

Lejos de su etapa más intensa de construcción volcánica, Fuerteventura mantiene un volcanismo residual claramente post-erosivo, que recubre superficies muy limitadas, generalmente en los fondos de valles y depresiones.

Por todas estas circunstancias, Fuerteventura es un escenario privilegiado para la observación y estudio de los estadios tardíos de evolución de islas volcánicas oceánicas y los procesos erosivos que contribuyen a su desmantelamiento, al igual que La Palma o El Hierro lo son para las etapas juveniles de evolución. Es Fuerteventura uno de los mejores lugares para observar las fases de desarrollo y afloramiento a la superficie de la infraestructura submarina, con mucho la fracción más importante del volumen total de este tipo de islas.

Por último, el profundo arrasamiento que ha experimentado la isla ha facilitado el registro, en forma de niveles marinos y playas fósiles levantadas, de los cambios experimentados en el nivel del mar en los sucesivos periodos glaciares, de los reajustes verticales originados por la progresiva pérdida de volumen de la isla, y de los sucesivos cambios climáticos regionales. La isla de Fuerteventura presenta valiosos testimonios (depósitos marinos, eólicos y paleosuelos) de los cambios climáticos postmiocenos que han afectado al planeta.

## 2. RASGOS FISIOGRÁFICOS DE FUERTEVENTURA

Fuerteventura es la isla más próxima al continente africano, del que dista unos 100 km, aproximadamente (figura 1). Es, asimismo, la isla más alargada, con una longitud de unos 100 km desde su extremo más septentrional, Punta La Tiñosa, hasta el más meridional, la Punta de Jandía (figura 2). Su superficie es de unos 1.659,71 km<sup>2</sup>, a la que habría que añadir los casi 15 km<sup>2</sup> de la Isla de Lobos (pequeño islote situado al norte de Fuerteventura, en el estrecho de La Bocaina), constituyendo la segunda isla en extensión de las Canarias, después de Tenerife. La cota más elevada (807 m) se encuentra en Jandía, en el extremo Sur de la isla, en el denominado Pico de La Zarza.

Al contrario que el resto de las islas Canarias, que constituyen edificios claramente diferenciados, Fuer-

teventura forma con Lanzarote un mismo conjunto volcánico alineado SSO-NNE, que se eleva del suelo oceánico a partir de unos 3.000 m de profundidad (figura 3). La separación actual entre estas dos islas se establece en el estrecho de La Bocaina, donde los datos batimétricos indican profundidades no superiores a los 40 m. Durante largos periodos geológicos, el nivel del mar ha bajado hasta más de 100 m con respecto al nivel actual, por lo que es evidente que Fuerteventura y Lanzarote no sólo constituyen un conjunto volcánico, sino, durante buena parte de su historia geológica, una única isla en sentido estricto.

El relieve de Fuerteventura puede considerarse maduro, evolucionado, al que sólo han podido rejuvenecer las escasas erupciones más modernas y los movimientos eustáticos cuaternarios. La erosión ha excavado una red de drenaje dendrítica en la que los barrancos se separan entre sí por estrechas divisorias (cuchillos) y presentan típicos valles en forma de U, debido al importante relleno de materiales sedimentarios en sus lechos y al perfil de equilibrio de los depósitos adosados a sus laderas. Las costas son en su mayoría bajas y arenosas, excepto la vertiente occidental (barlovento), que es acantilada.

Tienen especial influencia en el paisaje de Fuerteventura las formaciones sedimentarias cuaternarias, como las costras calcáreas (caliches), las arenas eólicas (jables) y los abanicos de derrubios de ladera.

Desde el punto de vista climático, Fuerteventura se encuentra dentro del dominio de los climas muy áridos. Se caracteriza, en líneas generales, por las escasas e irregulares precipitaciones (normalmente, menos de 100 mm/m<sup>2</sup> al año) y por unas altas temperaturas a lo largo de todo el año. Debido a la poca altura del relieve, que en la mayor parte de la isla no sobrepasa los 500 m, apenas sí se dejan notar los efectos de los alisios del NE y, por tanto, es prácticamente inexistente la típica dicotomía barlovento-sotavento de las islas más occidentales, en cuanto a clima y vegetación se refiere.

### 3. GEOLOGÍA DE FUERTEVENTURA

El estudio de las islas occidentales o atlánticas (La Palma y El Hierro) ha dado claves importantes para la comprensión de cómo se han formado y evolucionado las Canarias en sus etapas juveniles de desarrollo. Por su parte, Fuerteventura (o Fuerteventura-

Lanzarote) ha revelado aspectos geológicos vitales de las etapas iniciales de formación de todo el archipiélago.

En general, las Canarias son un grupo de islas volcánicas muy similares en su origen y evolución al resto de los archipiélagos oceánicos del planeta, especialmente al prototípico de las islas Hawai, lo que permite interesantes comparaciones (CARRACEDO, 1999).

#### 3.1. Fuerteventura en el marco de la formación del Archipiélago Canario

La génesis de las islas Canarias por mediación de una pluma o punto caliente fijo en el manto es una hipótesis que se ha consolidado en los últimos años, precisamente a partir de los estudios realizados en las islas de los extremos del archipiélago y de los fondos marinos circundantes (CARRACEDO *et al.*, 1997, 1998; CARRACEDO, 1999).

Las edades más antiguas del volcanismo emergido definen a grandes rasgos una progresión decreciente desde Fuerteventura hasta el extremo occidental del archipiélago (figura 4). La explicación más aceptable de este ordenamiento cronológico de las islas es que se han formado sobre una placa litosférica (la Placa Africana) en continuo desplazamiento. Este modelo de génesis de alineaciones de islas volcánicas oceánicas fue inicialmente propuesto para las islas Hawai (MORGAN, 1971) y explica satisfactoriamente tanto la generación del magma que las forma –por acción de una anomalía térmica del manto fija en la zona (pluma o punto caliente)–, como el progresivo envejecimiento de las islas conforme se alejan de la pluma o punto caliente (CARRACEDO, 1997, 1998).

Se han propuesto otros modelos para explicar la génesis de las Canarias sin recurrir a la previa existencia de una anomalía térmica del manto. La más notable es la hipótesis de la fractura propagante (ANGUITA & HERNÁN, 1975), en la que una fractura distensiva se propagaría desde el continente a la litosfera oceánica, generando las condiciones apropiadas para extraer el magma desde la astenosfera e iniciando el volcanismo –y las Canarias– a su paso. El origen de la ruptura de la litosfera estaría relacionado con los sucesivos impulsos orogénicos asociados al tectonismo del Atlas (figura 1). Sin embargo, esta teoría tiene fuertes objeciones, principalmente la dificultad de generar la cantidad de magma requerida para construir las islas Canarias por la sim-

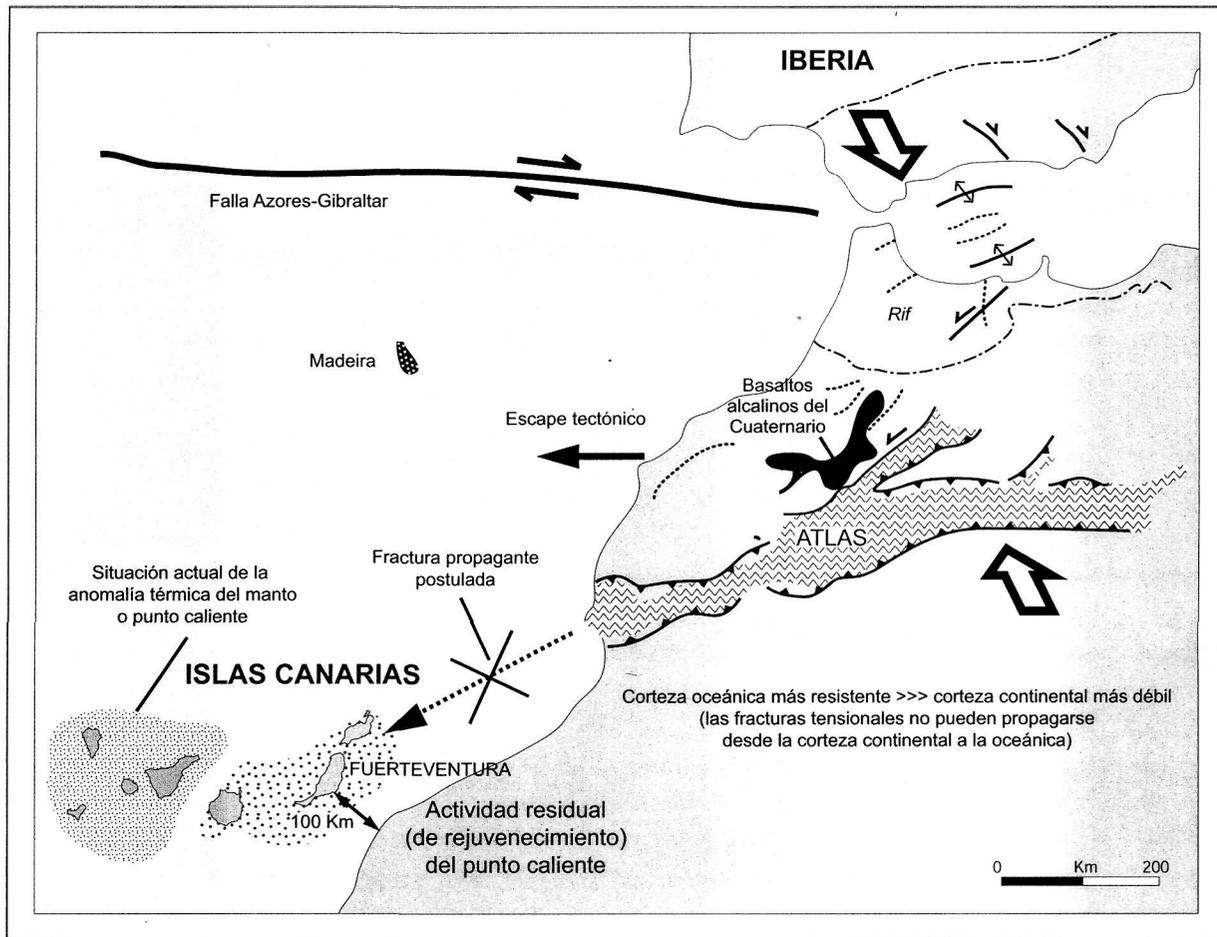
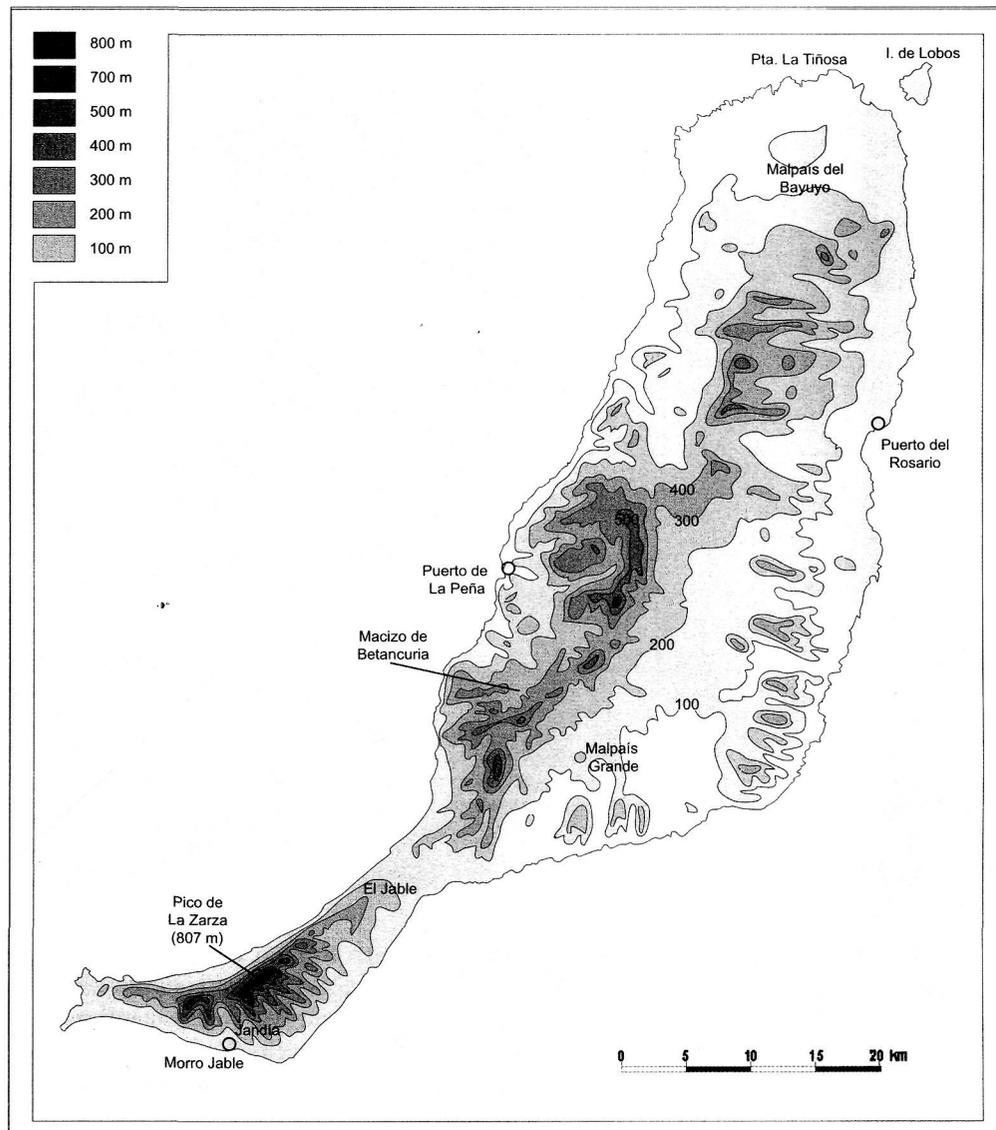


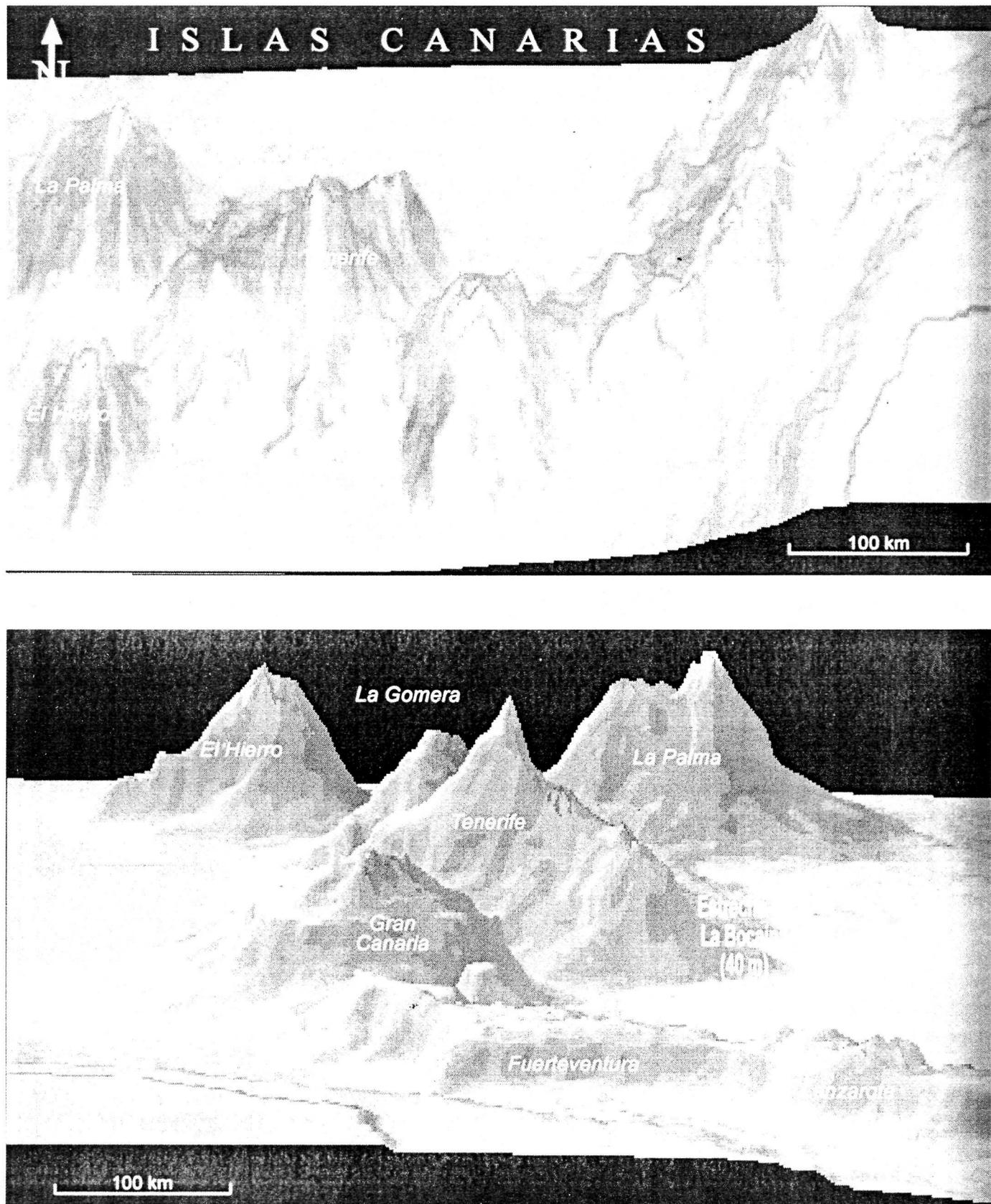
Fig. 1

**FIGURA 1.** Encuadre geológico y geodinámico de la isla de Fuerteventura. La situación del archipiélago, aproximadamente en la prolongación del sistema tectónico del Atlas, ha suscitado asociaciones, nunca adecuadamente documentadas, entre este sistema y el origen de las Canarias. Obsérvese la desconexión de las islas orientales de la pluma o punto caliente que ha formado el archipiélago.



**FIGURA 2.** La antigüedad ha propiciado el profundo desmantelamiento de Fuerteventura. La mayor parte de la isla apenas alcanza cotas de 500 m, a pesar de que en el pasado geológico parece que presentaba alturas superiores a los 2.500 m, similares a las de las islas occidentales.

Fig. 2



**FIGURA 3.** Imágenes 3-D a océano vacío del Archipiélago Canario, obtenidas mediante el procesado de mapas batimétricos del Instituto Oceanográfico británico. Se observa claramente cómo Fuerteventura y Lanzarote forman una sola isla y la tendencia general a un menor volumen de los edificios insulares al acercarse al continente. Este efecto no es debido a la subsidencia, como ocurre en las islas Hawái, sino a la pérdida de masa por la acción erosiva y posiblemente a los deslizamientos catastróficos en las etapas iniciales de desarrollo de las islas, incluyendo naturalmente a Fuerteventura.



ple extensión litosférica, en ausencia de una anomalía astenosférica o punto caliente. Otra objeción fundamental es la propagación de esfuerzos tensionales tectónicos desde la litosfera continental, más débil, a la oceánica, más resistente, lo que parece excluir a priori cualquier propagación de fracturas formadas en el continente hacia el océano y hacia las Canarias (ver figura 1).

La secuencia de formación de las islas Canarias (figura 6) indica claramente a Fuerteventura y luego a Fuerteventura-Lanzarote como las primeras manifestaciones en superficie de la acción del punto caliente que ha formado el archipiélago, emergido en los últimos 20 millones de años.

#### 4. ETAPAS PRINCIPALES EN LA FORMACIÓN DE LA ISLA DE FUERTEVENTURA. ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA

En las últimas décadas se han publicado más de 500 edades radiométricas del volcanismo emergido de las Canarias. Este importante control cronológico ha permitido definir, al igual que se ha hecho en otros grupos de islas oceánicas como las islas Hawai, la existencia de tres fases principales en el desarrollo de los edificios insulares (figura 5):

1) Una fase inicial de intensa actividad volcánica en la que se forma más del 90% de las islas, conformando edificios en forma de escudo invertido (de donde proviene el nombre de *volcanismo en escudo* o *shield-stage*).

2) Un periodo de varios millones de años de interrupción del volcanismo en el que se produce la erosión y desmantelamiento de las islas (fase de *reposo erosivo* o *erosional gap*).

3) Una última fase de volcanismo reducido, que rellena el relieve erosivo (de donde proviene el nombre de *volcanismo post-erosivo* o *post-erosional volcanism*).

Las islas de Fuerteventura-Lanzarote y Gran Canaria se encuentran en la fase de volcanismo post-erosivo, mientras que las de Tenerife, La Palma y El Hierro están aún en la fase inicial de desarrollo, o volcanismo en escudo (ver figuras 4 y 6). La isla de La Gomera se encuentra inmersa en el periodo de reposo erosivo, lo que no excluye su reactivación en el futuro geológico.

Como se ha indicado, Fuerteventura se ha desmantelado profundamente, por lo que aflora a la superficie parte de su infraestructura submarina (figura 7 y fotos 1 y 2), fuertemente inyectada por intrusiones (los conductos de emisión del volcanismo subaéreo posterior). Se pueden, pues, definir tres unidades estratigráficas básicas en la isla, que de mayor a menor antigüedad, son (figura 8):

- Las Formaciones Submarinas (el denominado Complejo Basal).
- El volcanismo en escudo.
- El volcanismo post-erosivo.

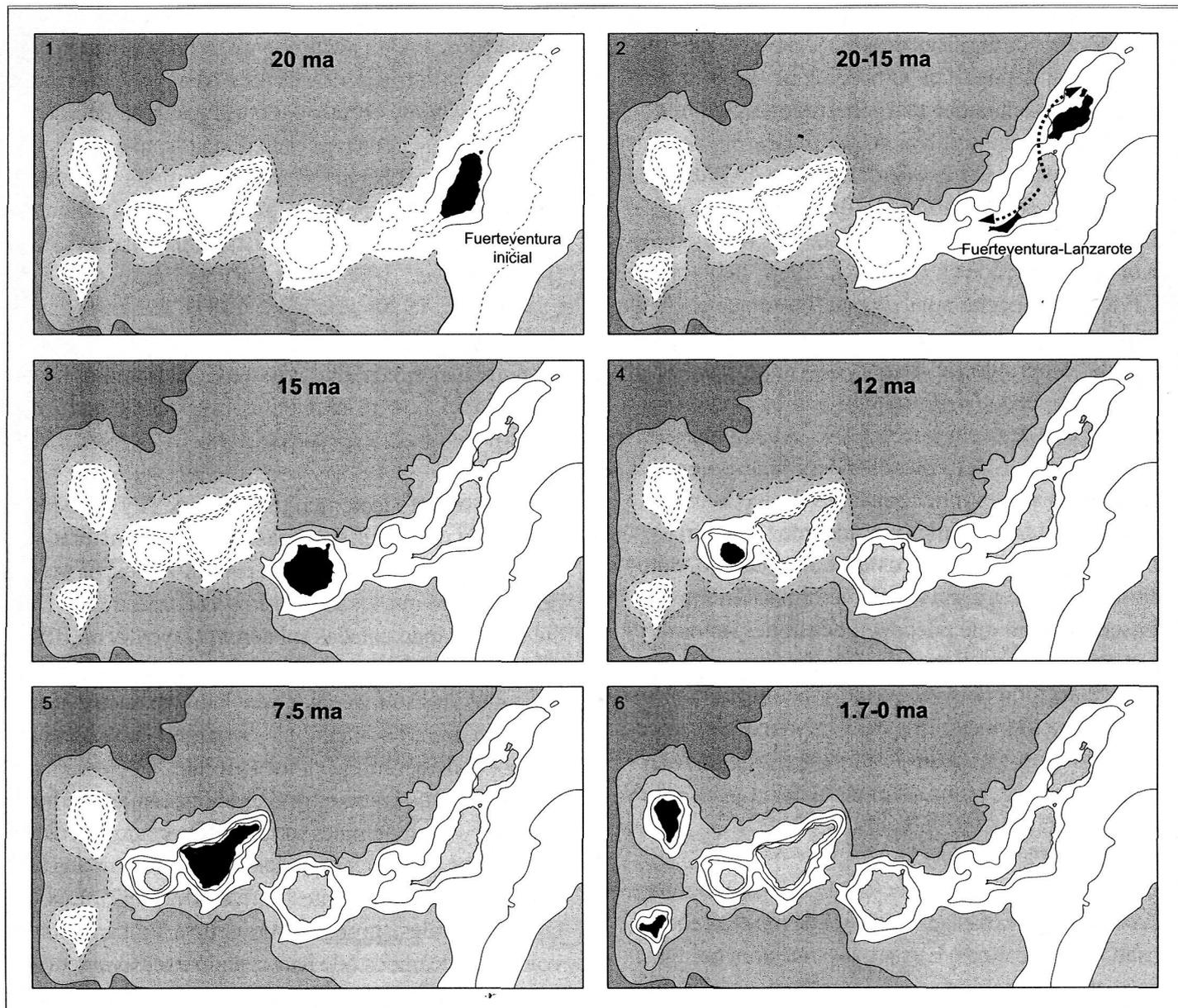
#### 4.1. Las formaciones submarinas (Complejo Basal)

La estructura submarina de las islas volcánicas, conocida como monte submarino (*seamount*), es una formación que debe estar, lógicamente, presente en todas ellas. Sin embargo, raramente aflora en superficie y en las islas Canarias sólo lo hace en La Palma, La Gomera y Fuerteventura (figura 7A).

La interpretación inicial las suponía bloques levantados de un basamento complejo común a toda las Canarias, de ahí el nombre de Complejos Basales (BRAVO, 1964; FÚSTER *et al.*, 1968). Sin embargo, datos paleontológicos y dataciones radiométricas evidenciaron claramente que la edad de estas formaciones era muy inferior a la de la corteza oceánica circundante y, además, estos Complejos Basales son tan independientes entre sí espacial y temporalmente como lo son los propios edificios insulares.

Los Complejos Basales están constituidos por sedimentos oceánicos, depósitos volcano-sedimentarios y lavas almohadilladas (*pillow-lavas*), todos ellos intruidos por una densa red de diques y rocas plutónicas. Exhiben un moderado grado de deformación (basculamiento, diversos tipos de fallamiento, etc.), metamorfismo (fundamentalmente regional de bajo grado en facies de esquistos verdes, de contacto, etc.) y alteración hidrotermal (STILLMAN *et al.*, 1975; ROBERTSON & STILLMAN, 1979; SCHMINCKE & STAUDIGEL, 1984). Estas características indican que el crecimiento de una isla volcánica se debe tanto al apilamiento de depósitos volcánicos sobre la corteza oceánica, como al gran número de intrusiones que penetran y levantan estos depósitos, conformando el núcleo de la isla (figura 7B).

Las Formaciones Submarinas en Fuerteventura afloran en sus sectores centro-occidentales, en los al-



**FIGURA 6.** Secuencia de formación de las islas Canarias deducida de las edades radiométricas obtenidas a partir de los materiales volcánicos emergidos más antiguos. La parte central de Fuerteventura y luego la isla de Fuerteventura-Lanzarote fue la primera de las Canarias en formarse.

rededores de Pájara y Betancuria (ver figura 8). En conjunto, originan un paisaje de formas alomadas, con cimas redondeadas y pendientes suaves, entre las que destaca la malla de diques, más resistentes a la erosión.

Sus rasgos más destacados son:

1) Los sedimentos oceánicos están constituidos por secuencias turbidíticas de edad Cretácica, interpretada como el depósito de corrientes de turbidez profundas procedentes del margen africano. Sobre ella aparecen sedimentos pelágicos carbonatados entre los que se intercalan los primeros depósitos volcánicos (brechas y lavas almohadilladas de composición alcalina), con edades que van desde el Cretácico Superior al Oligoceno (LE BAS *et al.*, 1986; IBARROLA *et al.*, 1989). Este hecho pone de manifiesto que el crecimiento submarino de la isla pudo desarrollarse durante un dilatado periodo de tiempo que abarca desde el Paleoceno/Eoceno ( $\approx 60$  ma) hasta el Mioceno ( $\approx 22$  ma). Hay que destacar que, incluso la edad más antigua para el inicio del volcanismo submarino en esta área de Canarias, es mucho más joven que la edad de la posible corteza oceánica circundante (180 ma).

En conjunto, toda esta secuencia volcano-sedimentaria muestra una intensa deformación, con fuerte basculamiento que puede, en ocasiones, invertir el orden estratigráfico. Esta deformación, aparentemente de origen tectónico, puede estar relacionada con importantes eventos tectónicos del vecino margen africano, y debió preceder al importante periodo de distensión que controló el emplazamiento de las principales mallas de diques (ROBERTSON & STILLMAN, 1979; STILLMAN, 1997).

2) La anterior secuencia volcano-sedimentaria está intruida por varias generaciones de rocas plutónicas subsaturadas alcalinas. Estas rocas muestran composiciones muy variables, desde ultrabásicas a sálicas (piroxenitas, wehrlitas, gabros, melteigitas, ijolitas, sienitas, etc.) y carbonatitas (e.g., FÚSTER *et al.*, 1968; MANGAS *et al.*, 1993). Sus edades oscilan entre 48 y 22 ma (LE BAS *et al.*, 1986; CANTAGREL *et al.*, 1993) y representan los restos de cámaras magmáticas poco profundas que alimentaron la actividad volcánica submarina.

En el ámbito de afloramiento, estas rocas plutónicas presentan las siguientes características: a) formas complejas, bien en stocks, apófisis, intrusiones anulares, diques y venas, de tamaños kilométricos a centimétricos; b) los contactos entre ellas pueden ser

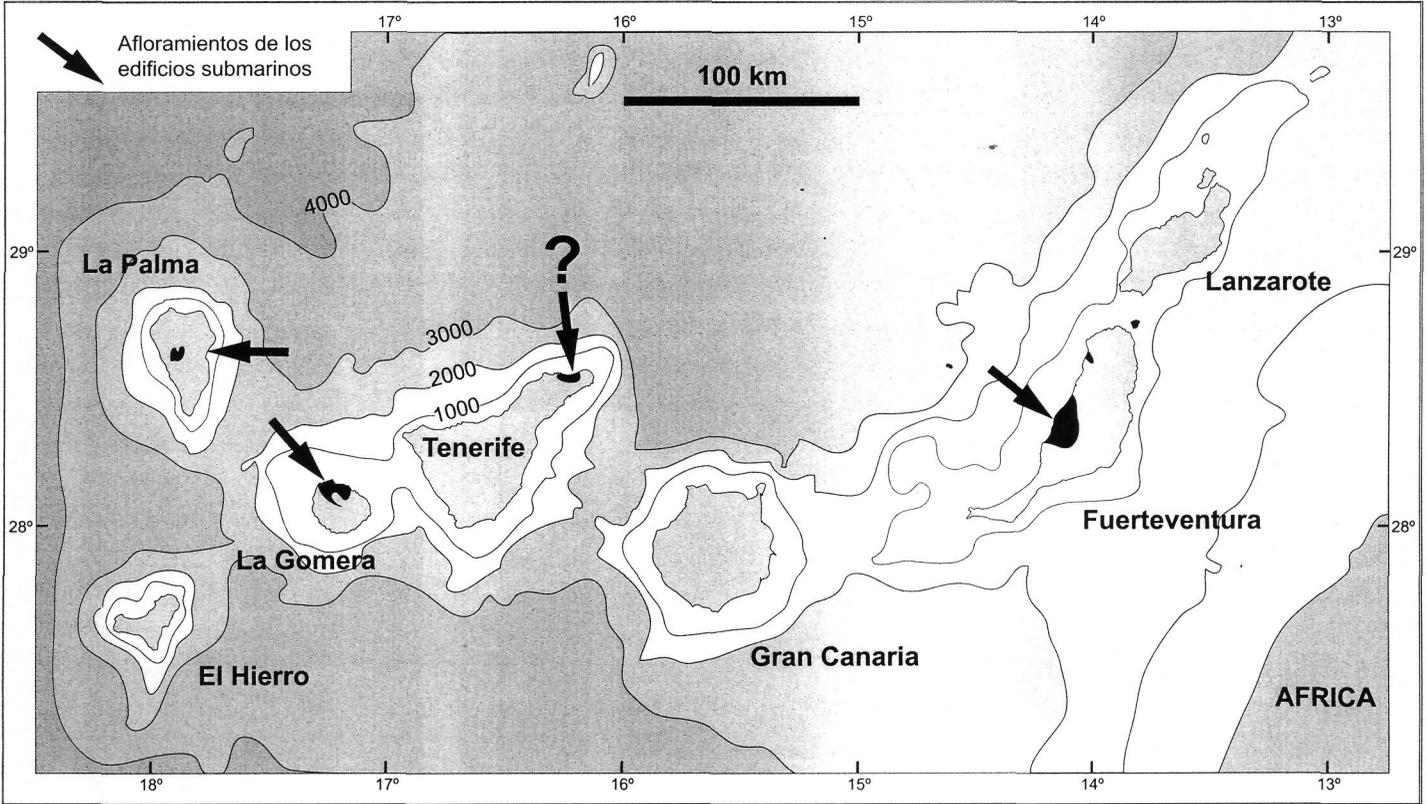
netos indicando intrusión pasiva o mal definidos con límites graduales y/o difusos, observándose a veces estructuras de asimilación entre diferentes cuerpos; c) las estructuras pueden ser migmatíticas, brechoides, zonadas, etc.; d) las texturas varían de afaníticas a pegmatíticas en un mismo cuerpo o en cuerpos contiguos; e) efectos de metamorfismo térmico de contacto, metasomatismo alcalino y regional de bajo grado.

3) La intrusión de diques básicos y, en menor medida, sálicos, corresponde a emisiones de edades variadas (tanto contemporáneas al volcanismo submarino como al subaéreo), y forma una malla tan intensa que puede alcanzar el 95% en algunos afloramientos, haciéndose casi imposible distinguir la roca de caja (FÚSTER *et al.*, 1968; LÓPEZ RUIZ, 1969; ARAÑA & CARRACEDO, 1979; STILLMAN, 1987). La mayor parte de estos diques forman enjambres paralelos dispuestos según pautas SSO-NNE (figura 9), definiendo un eje axial en el que la extensión provocada por estas intrusiones pudo exceder del 80% (STILLMAN, 1987; 1997).

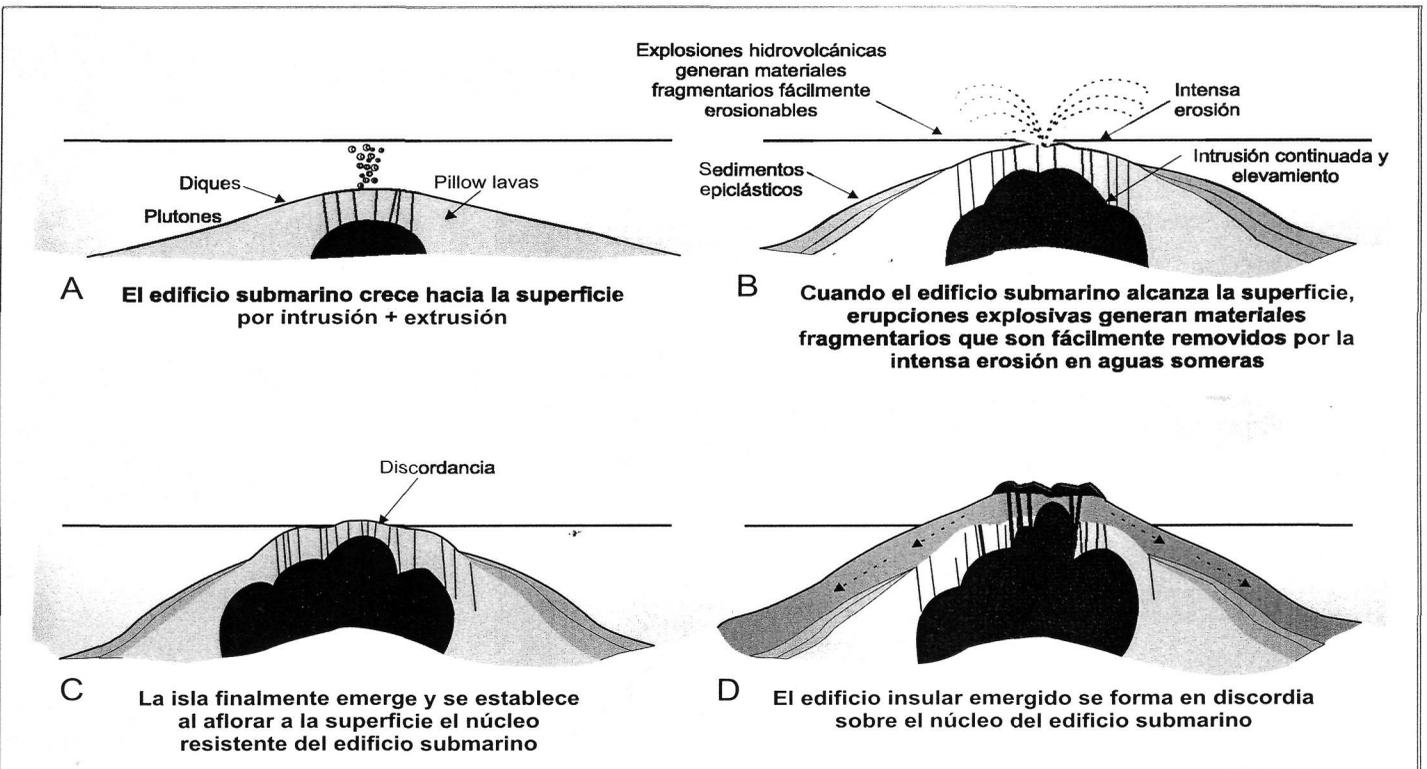
El estudio isotópico (isótopos de H y O que evidencian la presencia de aguas meteóricas infiltradas a elevadas alturas) de los diques pre-Miocenos, ha puesto de manifiesto que los más tardíos alcanzaron la superficie alimentando coladas subaéreas (JAVOY *et al.*, 1986; STILLMAN, 1997). Por tanto, al final de este periodo la isla tuvo que estar ya emergida. Esos mismos estudios postulan que esta inicial isla emergida pudo alcanzar alturas considerables, en torno a los 2.500 m. Posteriores colapsos laterales pudieron desmantelarla bruscamente y sus materiales serían transportados mediante avalanchas volcánicas que los depositarían en los fondos marinos circundantes (STILLMAN, 1997). Los colapsos laterales, proceso que ocurre típicamente en volcanes oceánicos que han crecido excesivamente en esta fase en escudo y se han vuelto inestables, parecen ser un hecho común en las islas Canarias, como se observa actualmente en El Hierro, La Palma y Tenerife (CARRACEDO, 1994, 1996, 1999).

## 4.2. Volcanismo subaéreo. Fase inicial de volcanismo en escudo

Equivale a la Serie I de FÚSTER *et al.* (1968) y es de edad Miocena. Está caracterizado por una sucesión tabular de lavas y piroclastos (foto 3), principalmente de composición basáltica alcalina, con frecuen-

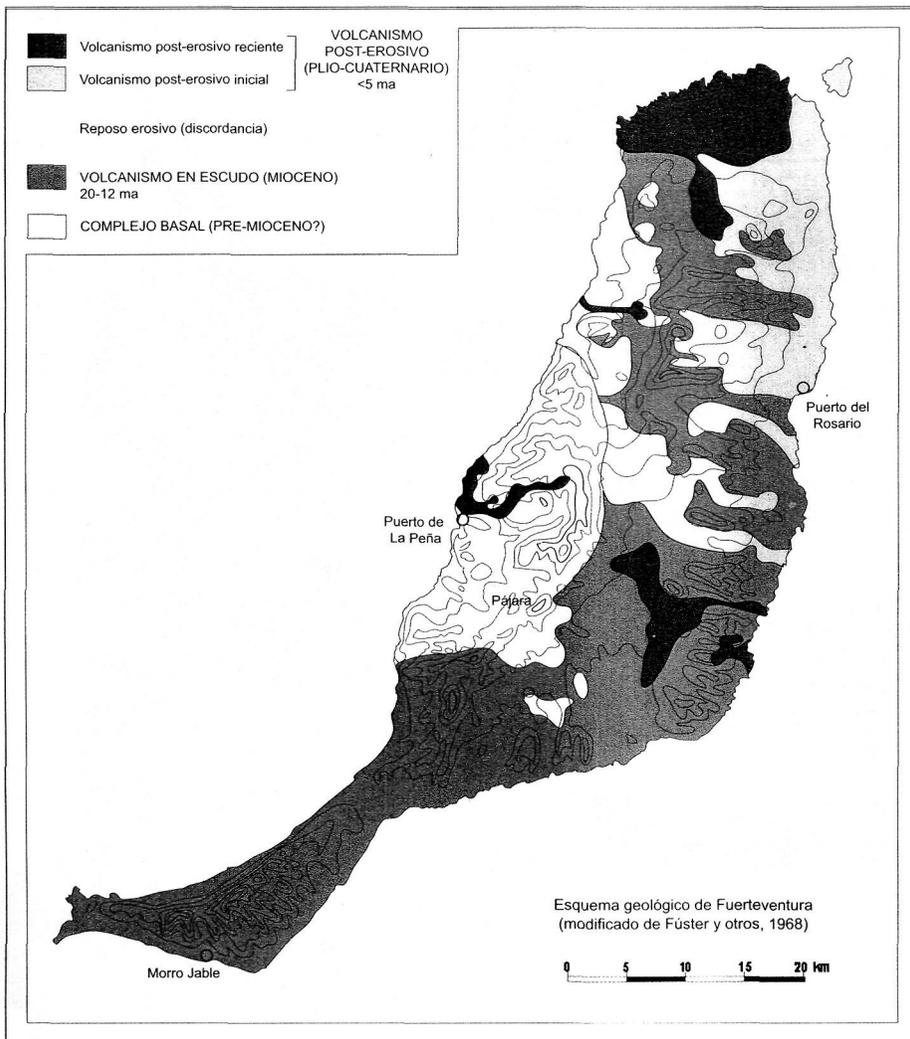


© Del documento, los autores. Digitalización realizada por ULPGC. Biblioteca Universitaria, 2006

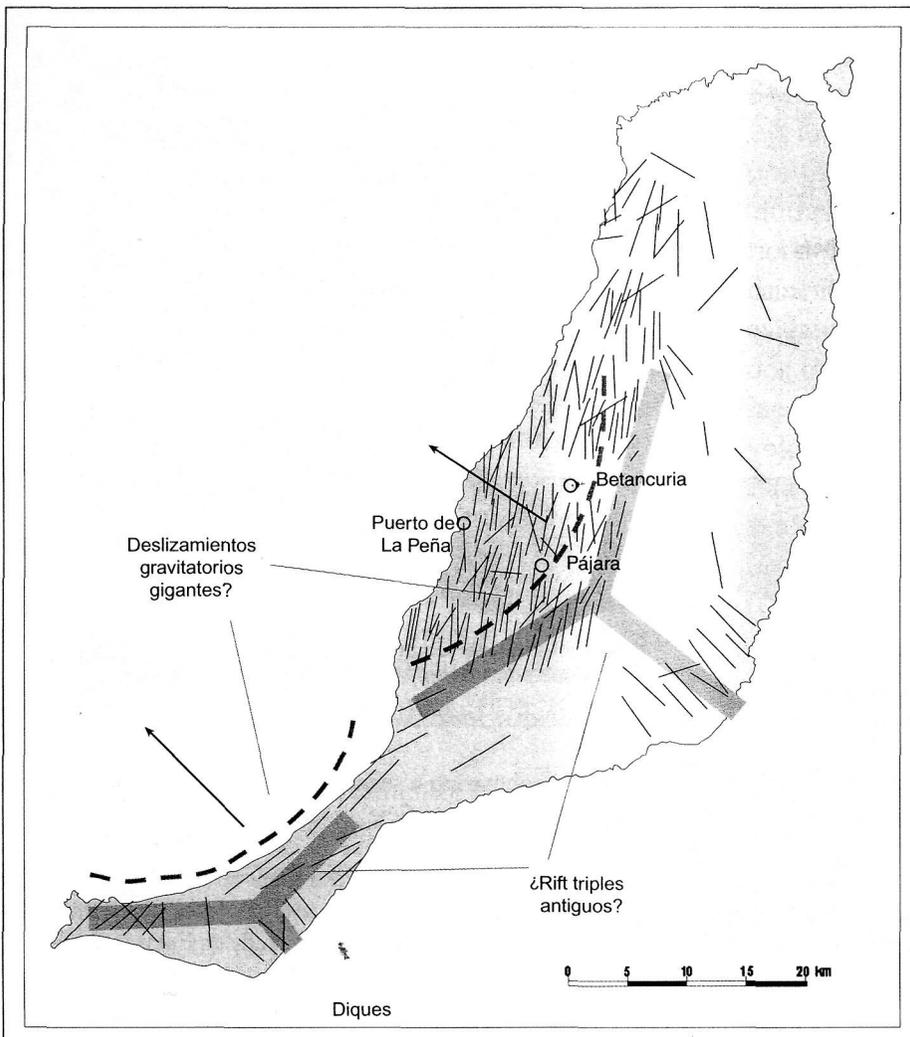


**FIGURA 7.** La estructura submarina de las islas, también conocida como monte submarino o seamount, es una formación que está, lógicamente, presente en todas las islas oceánicas. Sin embargo, no siempre aflora a la superficie, como ocurre en todas las Hawái, debido al hundimiento o subsidencia de estas islas en unos pocos millones de años, antes de que la erosión pueda sacarlas a la superficie. En las islas Canarias, donde no existe subsidencia parecida, puede observarse la etapa submarina en afloramiento en las islas de La Palma, La Gomera, Fuerteventura y tal vez Tenerife (A). En B se indican esquemáticamente las fases de evolución y afloramiento a la superficie de la etapa submarina de una isla ideal, muy similar, por otra parte, a lo que sucede en Fuerteventura.

B



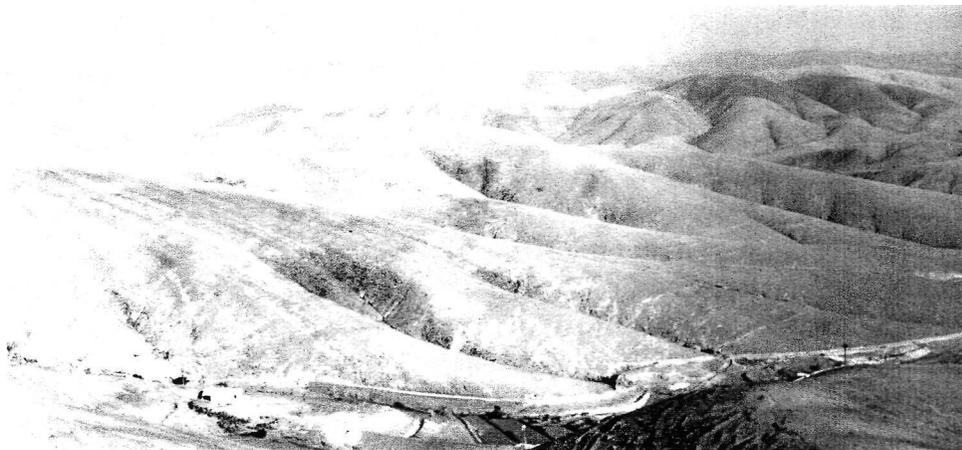
**FIGURA 8.** Esquema geológico de Fuerteventura realizado a partir del mapa geológico elaborado por FÚSTER y colaboradores en 1968.



**FIGURA 9.** Esquema simplificado de la distribución y orientación de la red filoniana de Fuerteventura, formado a partir de datos de FÚSTER y otros (1968). Se indican rift triples y deslizamientos gravitatorios gigantes (STILLMAN) que han podido tener un papel relevante en la configuración de Fuerteventura.



1



2



3



4

1. Imagen característica de los sedimentos silíceos rítmicos que componen el Complejo Basal. Se trata de sedimentos oceánicos levantados desde varios kilómetros de profundidad hasta la superficie por el empuje vertical de las intrusiones magmáticas que formaron la isla de Fuerteventura. Parte de estas intrusiones se ven, en forma de diques, a la derecha de la fotografía.
2. La profunda erosión de las formaciones submarinas se nota en el relieve suave y de formas redondeadas. Observada en detalle, esta formación aparece atravesada por una malla de diques –conductos de emisión del volcanismo posterior–, de tal densidad que a veces constituye la mayor parte del volumen de la formación.
3. La primera etapa de formación de la Fuerteventura emergida conformó una isla mucho mayor que la actual, considerablemente más alta (posiblemente más de 2.500 m de altura). Las coladas de esta isla discurrían hacia el mar de forma periclinal. El edificio insular resultante tenía forma de escudo invertido, nombre que se le da a esta formación, de la que apenas queda una fracción de su volumen. La erosión en barrancos radiales ha dejado estrechos interfluvios, que en Fuerteventura se denominan cuchillos.
4. Terminada la etapa en escudo, Fuerteventura entró en un dilatado proceso de reposo, en que la erosión desmanteló drásticamente la isla. El rejuvenecimiento post-erosivo típico de este tipo de islas ha dado lugar al volcanismo de rejuvenecimiento, de mucha menor importancia, que apenas ha recubierto una pequeña parte de los valles y depresiones del centro y norte de la isla. La Montaña Quemada, en la fotografía, es un buen ejemplo de este volcanismo post-erosivo que se inició en Fuerteventura hace unos 5 millones de años.

tes términos traquibasálticos y escasos diferenciados traquíticos (FÚSTER *et al.*, 1968; IBARROLA, 1970; HERNÁNDEZ-PACHECO & IBARROLA, 1973; COELLO *et al.*, 1992; ANCOCHEA *et al.*, 1996). Todos estos materiales se encuentran atravesados por numerosos diques subverticales, algunos de los cuales pueden corresponderse con emisiones posteriores (figura 9). La escasez de depósitos piroclásticos, junto a los numerosos diques, indican mecanismos eruptivos fisurales de baja explosividad, hawaianos a estrombolianos, conformando edificios típicos en escudo (FÚSTER *et al.*, 1968; ANCOCHEA *et al.*, 1996).

Los materiales de esta etapa se sitúan sobre los submarinos en continuidad gradual, y sólo localmente los depósitos más jóvenes de esta fase están en discordancia sobre las formaciones submarinas. Ello indica que esta fase en escudo es una continuación de la submarina, y por tanto, los diques estudiados por JAVOY *et al.* (1986) pudieron ser alimentadores de estos volcanes en escudo subaéreos.

A diferencia del concepto de Serie I isocrona para toda la isla que postulaban FÚSTER *et al.* (1968), estudios detallados posteriores ponen de manifiesto la existencia de varios edificios con historias eruptivas independientes (figura 10). Este mismo hecho se repite en la vecina isla de Lanzarote, con la que se encuentra genéticamente conectada (COELLO *et al.*, 1992; ANCOCHEA *et al.*, 1996). Estos últimos autores han definido un total de 5 edificios en escudo, 3 en Fuerteventura (complejo volcánico norte, central y sur) y 2 en Lanzarote (edificio de Los Ajaches y de Famara). Estos dos últimos edificios volcánicos han sido definidos como volcanes-isla utilizando métodos de correlación estratigráfica con inversiones geomagnéticas (CARRACEDO & RODRÍGUEZ BADIOLA, 1993). En todos ellos se observa la existencia de numerosas interrupciones erosivas, con presencia de paleosuelos, sedimentos aluviales y discordancias intraformacionales. Estos factores indican largos periodos eruptivos, lo cual ha sido corroborado por las numerosas dataciones radiométricas existentes (ABDEL-MONEM *et al.*, 1971; FÉRAUD *et al.*, 1985; COELLO *et al.*, 1992).

Los tres edificios de Fuerteventura (figura 10) crecieron de forma independiente, pudiendo solaparse entre sí y con etapas de actividad, en ocasiones, contemporáneas. Las máximas potencias de sus depósitos se observan en Jandía (edificio sur), donde alcanzan los 800 m. Por ello, es factible que estos edificios alcanzasen alturas superiores a los 1.000 m,

aunque según los datos isotópicos de JAVOY *et al.* (1986), algunos de estos edificios pudieron alcanzar los 2.500 m. Posteriores colapsos laterales pudieron afectarles, desmantelándolos de forma brusca, aunque también en la etapa subsiguiente de inactividad volcánica, los mecanismos erosivos pudieron hacerlo de forma gradual. Tal vez, la forma actual en golfo de la costa oeste de la Península de Jandía (edificio sur) puede ser derivada de uno de estos colapsos (ARAÑA & CARRACEDO, 1979; ANCOCHEA *et al.*, 1996; STILLMAN, 1997).

Atendiendo a los datos radiométricos (COELLO *et al.*, 1992; ANCOCHEA *et al.*, 1996), los periodos de actividad eruptiva de estos edificios fueron: Edificio Central: 20,4 a 13,2 ma (7,2 ma de actividad); Edificio Sur (Jandía: 17 a 14,2 ma (2,8 ma de actividad) y Edificio Norte: 16 a 12, 1 ma (3,9 ma de actividad).

Para estos mismos autores, la continuidad de esta fase en escudo en Lanzarote produjo otros dos edificios volcánicos: El Edificio Ajaches (Sur), de 15,5 a 12,3 ma (3,2 ma de actividad) y el Edificio Famara (Norte), de 10,2 a 3,8 ma (6,3 ma de actividad).

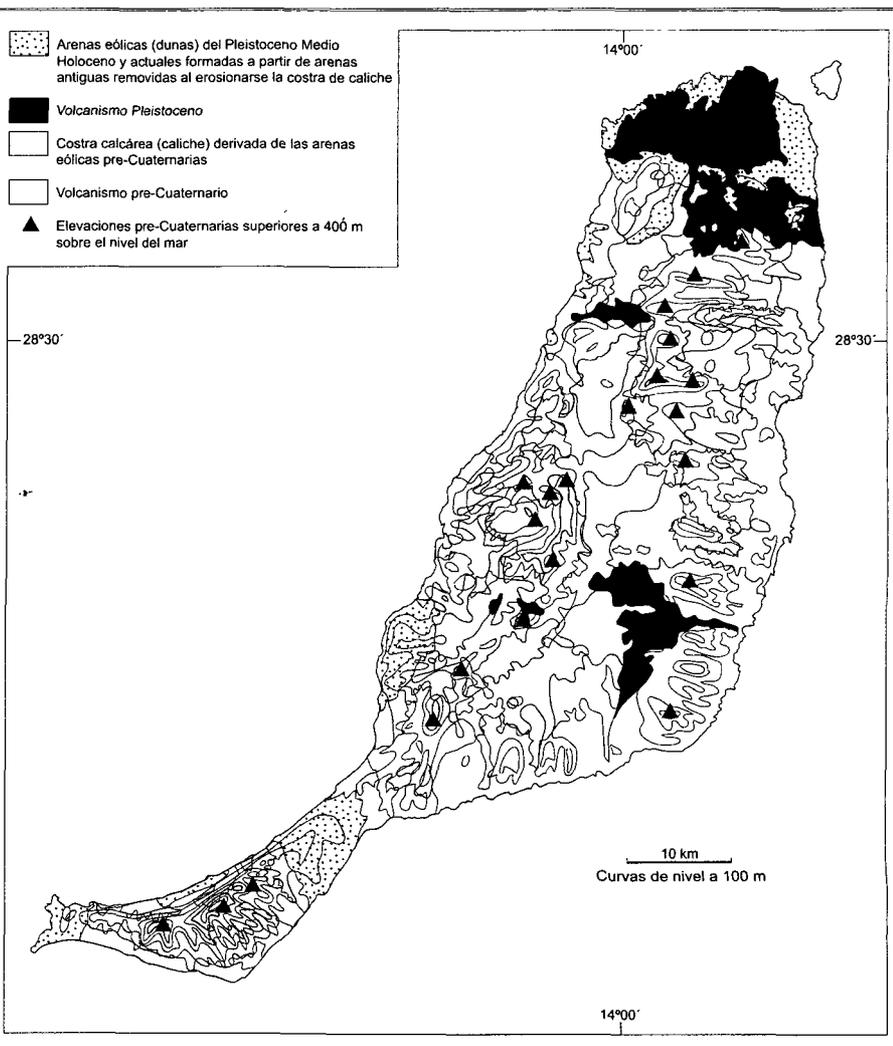
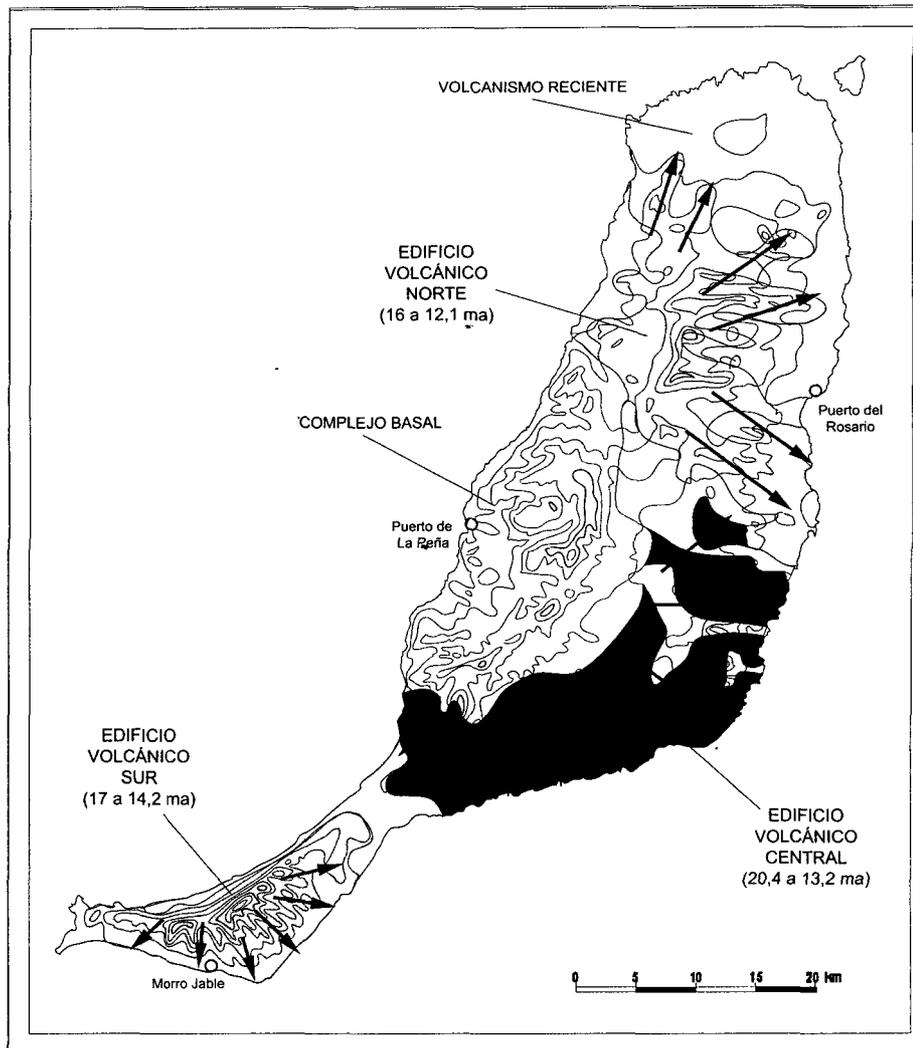
#### 4.3. Volcanismo subaéreo. Fase post-erosiva

Comprende las Series II, III y IV de FÚSTER *et al.* (1968), abarcando edades desde el Plioceno hasta épocas recientes. Existe un importante hiato de inactividad volcánica que separa la anterior fase en escudo de esta nueva fase. Durante este hiato, los edificios miocenos fueron ampliamente erosionados, perdiéndose un importante volumen de sus materiales.

La fase post-erosiva se caracteriza por la emisión de un menor volumen de materiales, a partir de erupciones estrombolianas puntuales que generan numerosos conos volcánicos alineados según la dirección dominante SSO-NNE u oblicuamente a ella (foto 4). Los materiales son de composición basáltica con aumento de la alcalinidad respecto de las anteriores etapas. En el campo solapan de forma discordante a los materiales de las etapas anteriores, tanto los de las formaciones submarinas como los de las formaciones en escudo.

En Fuerteventura, la actividad de esta fase se concentra en los sectores centrales y septentrionales de la isla, pudiéndose observar la existencia de varias etapas (COELLO *et al.*, 1992). El Volcán de Betancuria, datado en unos 5 ma (MECO & STEARNS, 1981;

**FIGURA 10.** Esquema geológico simplificado de los principales edificios en escudo que conforman la isla de Fuerteventura en su etapa juvenil de desarrollo (modificado de ANCOCHEA y otros, 1996).



**FIGURA 11.** Mapa indicativo de la distribución de arenas (jables) y de la costra de caliche formada a partir de ellas coincidiendo con un importante cambio climático regional (a partir de datos de MECO y otros, 1997).

COELLO *et al.*, 1992), representa la actividad más antigua de esta fase. Los volcanes del área del Puerto de los Molinos, Tostón-Cotillo, Barranco de Antigua, etc., representan la actividad volcánica de la isla de 2,9 a 2,4 ma. Los volcanes del área del Barranco de la Herradura, Barranco de Jarubio, La Salina, etc., son producto de la actividad ocurrida entre 1,8 y 0,4 ma.

Todos los volcanes descritos se han erosionado bajo diversas condiciones climáticas desde el Mioceno hasta la actualidad, formándose diferentes generaciones de valles, glaciares, conos de deyección y depósitos de barranco.

## 5. EVOLUCIÓN DEL CLIMA. PALEOCLIMATOLOGÍA DE FUERTEVENTURA

Desde hace seis millones de años la historia geológica de Fuerteventura ha estado marcada por cambios a escala global que dejaron en la isla su huella. Como consecuencia de los movimientos astronómicos de la Tierra, en su viaje por el espacio, varía la cantidad de radiación solar que recibe el planeta, lo que se traduce en oscilaciones de la temperatura y, por lo tanto, en cambios climáticos. La práctica totalidad de las erosiones y de los depósitos sedimentarios cuaternarios (en sentido amplio o post-miocenos) son consecuencia, o están muy influenciados, de la paleoclimatología y algunos encierran valiosos testimonios de ello.

El punto de partida de la historia geoclimática de la isla está en unos depósitos marinos de cuyas blancas playas van a derivar, por diferentes procesos climáticos, los jables y caliches que tanta extensión ocupan. En esta historia se incrustan, ya cerca de su final, restos de las dos últimas elevaciones del mar.

### 5.1. Los depósitos marinos mesinienses

Se sitúan a alturas variables sobre el actual nivel del mar, desde los 10 m (en Costa Calma, en El Aljibe de la Cueva) hasta los 65 m (en Jandía), a lo largo y paralelamente a la costa oeste desde el Cotillo hasta sotavento de Jandía. Descansan en una rasa marina tallada, bien sobre el complejo basal o bien sobre la serie basáltica miocena. En el Barranco de Ajuy, una colada basáltica datada en 5,8 ma (foto 5) muestra lavas almohadilladas, lo que la hace contempo-

ránea a los depósitos marinos: fragmentos de esta colada están incluidos entre los clastos que forman el conglomerado playero (MECO & STEARNS, 1981).

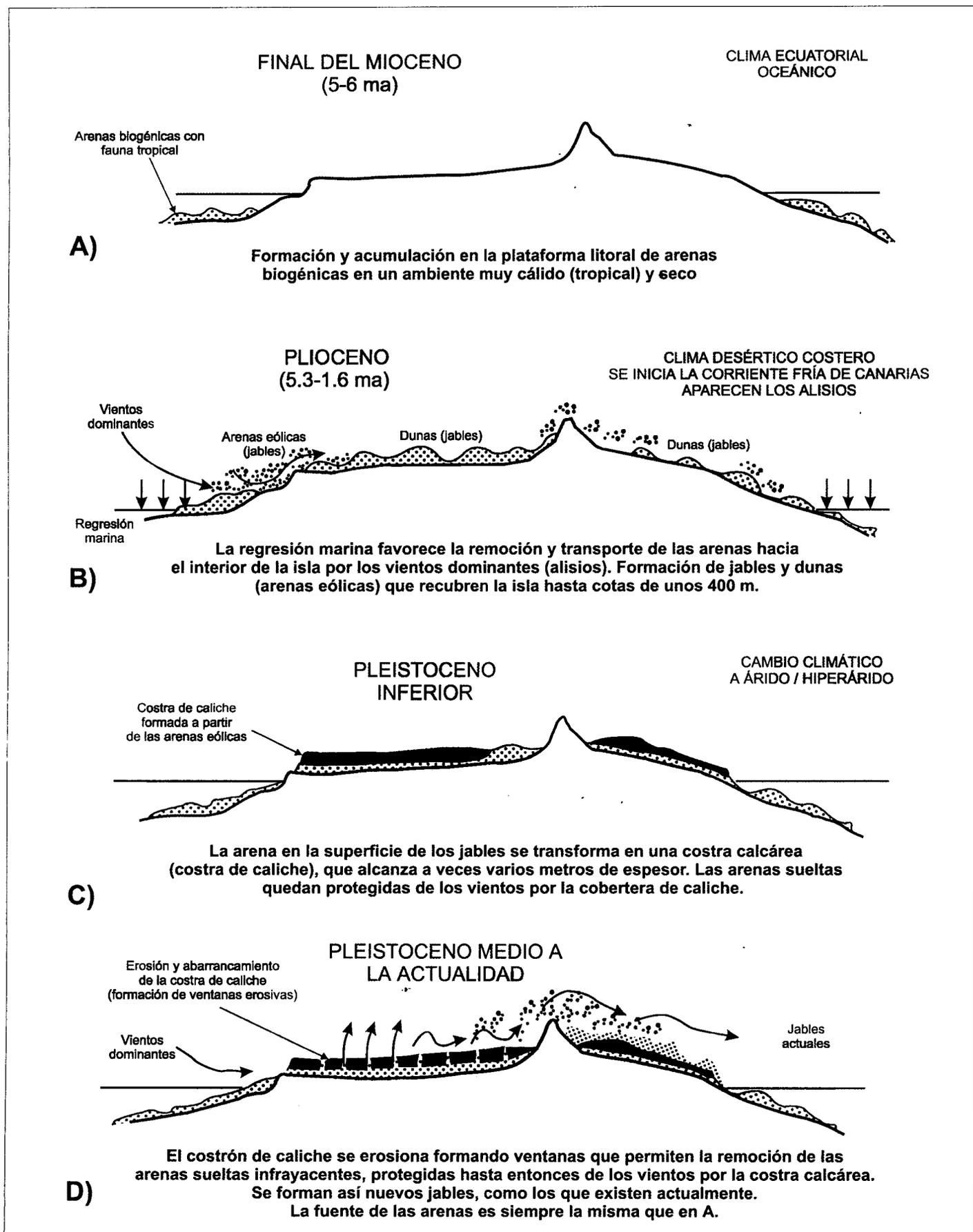
La numerosa fauna fósil contenida en los depósitos muestra, por un lado, una cantidad ingente de algas calcáreas. Aquéllas que se trituraron con el oleaje, serán el componente principal y origen de blanquísimas arenas (figura 12A). En segundo lugar, contiene especies bien conocidas que caracterizan el tránsito del Mioceno al Plioceno (*Hinnites ercolaniana*, *Gigantopecten latissimus*, *Ancilla glandifornis*, *Lucina leonina* y otras muchas). Finalmente, indican un clima mucho más cálido que el actual de la isla, pues las especies desaparecidas (*Strombus coronatus*, *Nerita emiliana*, *Gryphaea virleti* y otras) pertenecen a géneros de aguas de clima ecuatorial como las del Golfo de Guinea o el mar Caribe.

Por entonces, el Mediterráneo era una gran cuenca seca, aislado por la barrera que hasta entonces suponía el estrecho de Gibraltar. Su rotura originó la entrada de ingentes volúmenes de agua, que hizo bajar unos 10 metros el nivel del Océano Atlántico. El descenso del nivel del mar dejó expuestas a la acción de los vientos extensas zonas de arenas bioclásticas de playa en las Canarias orientales. Pero también provocó un cambio climático, desde la aridez cálida miocena de Europa central a la humedad y un frío creciente, empezando a formarse el casquete polar ártico.

Estamos pues, en Fuerteventura, ante el testimonio del inicio de los grandes cambios climáticos que van a condicionar la modernidad geológica, sus paisajes, sus floras y faunas y la propia génesis del hombre.

### 5.2. Las dunas y aluviones pliocenos

Tras la regresión postmesiniense, las arenas litorales bioclásticas quedaron expuestas a la acción de los vientos alisios, del NE o ENE (figura 12B). Ellos dispersaron las arenas por la práctica totalidad de la isla (figura 11). Aunque no alcanzaron las elevaciones mayores ni las zonas a sotavento de ellas, traspasaron sin embargo alturas de hasta 300 m y penetraron por los valles abiertos al Norte. El extremo suroriental de la isla con los Cuchillos altos y transversales fue el menos invadido. Los depósitos de arenas alcanzaron en algunos puntos próximos a la costa y en desnivel fuerte, espesores de hasta 30 m (foto 6), mientras en las cotas más altas, quedaron como una delgada cobertera. En



**FIGURA 12.** Esquema que ilustra la evolución climática de Fuerteventura en los últimos 6 millones de años y la formación de la costra calcárea (caliche), un elemento muy característico del paisaje de la isla (formado a partir de datos de Meco y otros, 1997).

Jandía, por el Istmo de La Pared, alcanzaron la costa sur, iniciándose así ya, probablemente, el proceso que ha dado lugar en nuestros días a sus célebres playas. Las arenas llegaron a traspasar los collados de las elevaciones montañosas de la península y, por ejemplo, en Morro Jable, se formaron por gravedad grandes conos arenosos a sotavento.

Estas arenas contienen fragmentos minúsculos de erizos marinos, conchas de moluscos, algas calcáreas y los microscópicos foraminíferos bentónicos miopliocenos *Cibicides lobatulus*, *Amphistegina lessonii*, *Quinqueloculina akneriana* y otros. Intercalados entre estas dunas pliocenas aparece una decena de aluviones, que indican otros tantos episodios de lluvias, quizás en relación con los mismos alisios, algunos de los cuales fueron cortos y violentos como sugiere la presencia de grandes bloques arrastrados. Otros, de los últimos, corresponden a finas lluvias, pero muy continuadas, que introdujeron en las arenas una especial laminación y color, por las partículas basálticas arrastradas.

### 5.3. La costra calcárea

Tras un último periodo pluvial, una gran aridez, quizás en relación con el inicio de la primera glaciación pleistocena, se instaló por esta zona del planeta. En Fuerteventura, las aguas del subsuelo ascendieron y se evaporaron, dejando en la superficie de las arenas que cubrían casi toda la isla, una costra calcárea o caliche (localmente tosca blanca), cuyo carbonato procede de los restos marinos (figura 12C). La costra es muy gruesa (algunos metros), allí donde las arenas tenían más espesor y descansa directamente sobre los materiales basales y los basálticos, entre cuyas grietas frecuentemente se introduce, donde las arenas los cubrían en delgada cobertera.

La tosca blanca ha sido materia prima para la obtención de cal, lo que se hacía en los conocidos hornos diseminados por la geografía de la isla, sobre todo en el siglo XIX en que se exportaba a otras islas.

### 5.4. Las dunas y paleosuelos pleistocenos

Tras una época fuertemente erosiva de rejuvenecimiento del relieve e incisión de barrancos que cortan también la costra (formando ventanas erosivas), posiblemente en relación con el bajo nivel del mar de final de glaciación, aparece un periodo largo (todo el Pleistoceno medio) caracterizado por fuertes vientos atlánticos. Estos vientos dominantes retoman las arenas de las dunas pliocenas, formando nuevas dunas contra ele-

vaciones montañosas (foto 7) o anegando cañadas, fundamentalmente en el norte de la isla, costa oeste y en la península de Jandía.

Estas dunas presentan como novedad la presencia de paleosuelos intercalados, que representan pausas húmedas y más cálidas, en el régimen árido.

Aparte de su contenido en minerales arcillosos relacionados con polvo de origen sahariano, débiles hieladas de aluviones, algunas cáscaras de huevos de aves marinas e infinidad de conchas de caracoles de tierra (*Theba geminata*, *Hemicycla sarcostoma*, *Rumina decollata* y otras), la característica más llamativa de estos paleosuelos es la presencia de innumerables cámaras sueltas o nidos de abejas solitarias (foto 8). Estas abejas se alimentaban de las flores de la vegetación crecida sobre las dunas tras continuadas lluvias. Vegetación que también ha dejado fosilizadas sus raíces y tallos en quebradizas formas. Aunque estas abejas ya dejaron sus primeros nidos en la isla con las lluvias anteriores a la costra calcárea, es ahora cuando proliferan al florecer la vegetación con las pausas húmedas en el régimen árido, proceso que se repite una decena de veces.

La datación radiométrica de los paleosuelos sitúa el más antiguo en más de 300 kiloaños (ka), y los siguientes en 235 ka, 183 ka, 138 ka, 95 ka, y más de 42 ka respectiva y aproximadamente. Algunas de las arenas intercaladas entre estos paleosuelos se han datado también por un método de termoluminiscencia (el IRSL) que ha proporcionado, en concordancia con los datos anteriores, 318 ka y 183 ka (MECO *et al.*, 1997).

Las pausas húmedas en el régimen árido se corresponden con épocas de mayor evaporación en el mar y, por lo tanto, con temperaturas más elevadas, representadas por picos en la gráfica de paleotemperaturas obtenidas a partir de la proporción de isótopos de oxígeno en los foraminíferos fosilizados en los fondos oceánicos. Es decir, con los estadios isotópicos impares o, aproximadamente, interglaciares.

### 5.5. Los estadios isotópicos 5e y 1

El estadio isotópico 5e es señaladamente importante: se trata del último interglacial. Es el escenario geoclimático más parecido al actual de cuantos han existido. Pero la temperatura es aún más alta que en nuestros días, el casquete polar de hielos es más reducido y el nivel marino unos cinco metros más alto. La corriente fría de Canarias cesa, así como los vientos. Probablemente hay gran humedad atmosférica, tipo baño maría. A las playas de Fuerteventura, y a las de toda la



5. Barranco de Ajuy. Depósitos marinos mesinienses descansan sobre una rasa marina, tallada a 14 m de altura sobre el nivel actual del mar, en el complejo basal de la isla. Las almohadillas de contracción o *pillow-lavas* de la colada basáltica que los recubren muestran una contemporaneidad entre la colada y los depósitos marinos.
6. Barlovento de Jandia. Por encima de la rasa marina actual, tallada en basaltos miocenos atravesados por diques y anegada por charcos de la marea baja, aflora la rasa mesiniense. Sobre esta última descansan más de 30 m de calcarenitas, con aluviones intercalados y coronadas por la costra calcárea.
7. Cantera de La Rosa Negra. Las dunas medio-pleistocenas, con cuatro paleosuelos principales intercalados, se apoyan contra las elevaciones montañosas.



8



9

8. Istmo de La Pared. Detalle del paleosuelo de inicios del Holoceno instalado sobre dunas estériles y en el que aparecen en asombrosa proliferación las celdillas fósiles construidas por abejas solitarias.
9. Matas Blancas. Depósito marino de hace 125 ka, tres metros más alto que la pleamar, conteniendo los guineanos *Strombus bubonius*. Esta fauna atestigua el cambio climático del último interglacial.

cuenca mediterránea, llega una fauna (los *Strombus bubonius*) procedente del Ecuador, que hoy vive sólo en el Golfo de Guinea e islas Cabo Verde. El yacimiento de Matas Blancas (foto 9), en Jandía, datado en unos 125 ka por U/Th y ESR, es el testimonio más espectacular de este episodio climático. Pero también en Canarias hay otros restos, aunque en su casi totalidad destruidos por la desafortunada actividad constructora del hombre de nuestros días. Toda la ciudad baja de Las Palmas de Gran Canaria está construida sobre ellos.

Quizás este remonte del nivel del mar, que debió ser de varias decenas de metros hasta sobrepasar en 5 m el actual, de alguna manera propició o desencadenó la última fase volcánica, la creadora de los malpaíses de la isla que cubren gran parte de las dunas mediopleistocenas en el Norte.

Coincidiendo con las bajas temperaturas de la última glaciación, en la que los hielos cubrieron gran parte de Europa y el mar bajó más de cien metros, se formaron nuevas dunas a partir, otra vez, de la toma por el viento de las partículas arenosas de las dunas precedentes.

Hace ya sólo 17.000 años termina el máximo glacial y comienza la temperatura a subir, como el nivel del mar, al tiempo que se retiran los hielos hacia el Norte en el Ártico. En Fuerteventura se instalan los últimos paleosuelos, con las mismas características que los anteriores y datados en 28 ka, 23 ka, y 15 ka (tardiglacial) y en 9 ka, aproximadamente, inicio del Holoceno (Estadio isotópico 1).

Hace unos 4.000 años el mar asciende de nuevo, un poco más que hoy, y sus restos aparecen a tramos por todo el contorno costero. Después de una pequeña oscilación, toma su posición actual hace casi dos mil años (ONRUBIA *et al.*, 1997). Los jables y playas de hoy no son otra cosa que la herencia de ese pasado que acabamos de describir y están también, en este escenario cambiante, amenazados, pero ahora por la actividad del hombre. Los apartamentos y hoteles construidos de tal modo que impiden el proceso natural de circulación de las arenas y alimentación de las playas harán que, en breve, éstas desaparezcan.

Como se ve, la historia neo-geológica de Fuerteventura es inseparable de la historia del clima de la Tierra.